А.Л. АЛЕКСАНДРОВСКИЙ
Е.И. АЛЕКСАНДРОВСКАЯ

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ И ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СРЕДА

НАУКА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

А.Л. АЛЕКСАНДРОВСКИЙ
Е.И. АЛЕКСАНДРОВСКАЯ

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ И ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СРЕДА

МОСКВА НАУКА 2005

УДК 631.4
ББК 40.3
А46

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) по проекту № 05-04-62044

Ответственный редактор
доктор географических наук *А.А. ТИШКОВ*

Александровский А.Л.
Эволюция почв и географическая среда / А.Л. Александровский, Е.И. Александровская ; Ин-т географии РАН. – М. : Наука, 2005. – 223 с. – ISBN 5-02-033947-4 (в пер.).

Тема монографии – раскрытие взаимосвязи эволюции почв с изменениями географической среды. Рассмотрены главные проблемы эволюционного почвоведения – возраст и скорость развития почв, закономерности изменения почв под воздействием природных и антропогенных факторов. Показано, как отражаются особенности природной среды в морфологии и свойствах почв. Выделены важнейшие стадии формирования профиля современных почв, типы эволюции почв. На основе анализа палеопочв прослежены реконструкции природной среды и предложена новая схема изменений климата и биоты. Рассмотрены различные направления антропогенной эволюции почв.

Для географов, почвоведов, геологов, геоморфологов, экологов.

По сети "Академкнига"
ISBN 5-02-033947-4

© Александровский А.Л.,
Александровская Е.И., 2005
© Институт географии РАН, 2005
© Редакционно-издательское оформление.
Издательство "Наука", 2005

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшей задачей современной науки стал прогноз развития географической среды в условиях длительных и быстрых природных и антропогенных изменений. Эту проблему невозможно решить без детального исследования эволюции географической среды с начала её возникновения до настоящего времени, и, в частности, без изучения процессов развития почв, как объекта, способного отражать и записывать эволюцию природной и антропогенной среды.

Проблему эволюции почв в условиях разновременных природных и антропогенных изменений географической среды изучали многие исследователи (Докучаев, Коссович, Глинка, Роде, Герасимов, Ковда, Иенни, Кубиена, Дюшофур, Геннадиев, Иванов, Караваева, Таргульян и др.). Эта проблема является одной из наиболее актуальных в почвоведении и представляет значительный интерес для многих естественных и гуманитарных наук. Она имеет не только большое теоретическое, но и практическое значение. Только на основе познания истории развития почв, изучения скорости их образования и эволюции можно получить целостное представление о современном состоянии и организации почвенного покрова, а также дать прогноз дальнейшего развития почв и ландшафтов. Знания о скорости развития почв и процессах их трансформации под воздействием естественных и антропогенных факторов географической среды необходимы для получения более полного представления об экологической обстановке территорий. Велика роль почвенно-эволюционных исследований при проведении реконструкций изменений климата и растительности, решении проблем геоморфологии, других отраслей географии. Палеопочвенные данные применяются для восстановления условий обитания древнего и современного человека от самых ранних этапов его истории до новейшего времени, в исследованиях конкретных археологических объектов, в изучении истории городской и внегородской среды, а также в целях сохранения природного и культурного наследия.

Почвы претерпевают изменения разной амплитуды, разной временной и пространственной протяженности. Темой данного исследования в первую очередь является изучение эволюции профиля почв и почвенного покрова во временных масштабах – десятки, сотни и тысячи лет. Именно такие отрезки времени необходимы для того, чтобы почвенный профиль появился в процессе развития из породы, достиг состояния зрелости, изменился под воздействием природных и антропогенных факторов. В ходе указанных процессов меняются такие важные признаки почв, как их генетический тип (подтип), основные морфологические, химические, физические свойства, плодородие, количество и качество содержащейся в них информации. Изменения претерпевают существенно различающиеся единицы почвенного пространства: профили, горизонты, морфоны, микроучастки почвенной массы, а так-

же структуры почвенного покрова, почвенные зоны и педосфера в целом. Изучению эволюции каждой из этих единиц соответствуют свои специфические методы исследования, которые постоянно совершенствуются.

В предлагаемой монографии главное внимание уделяется проблемам современного этапа почвообразования, охватывающего голоцен: последние 10–12 тыс. лет истории природы Земли. Отметим, что такой возраст имеет почвенный покров умеренного пояса, в том числе Восточной Европы – основной территории исследований авторов. В тропических широтах возраст современных почв может быть намного больше, однако и там голоценовые поверхности довольно распространены.

Важной, но далеко не решенной является проблема возраста почв. То же можно сказать и о проблеме скоростей формирования почв из породы и их трансформации под воздействием меняющейся среды. Специалистами, применяющими различные методы: сравнительно-географические, палеопедологические и другие, накоплено немало фактов о существенных природных и антропогенных трансформациях почв в разных географических условиях. Собраны обширные материалы, характеризующие этапы развития голоценового почвообразования (Естественная и антропогенная, 1988; Антропогенная и естественная ..., 1989; Проблемы эволюции..., 2003), палеопочвы голоцена (Bednarek, 1990; Holliday, 1992; журнал Catena, т. 34, 1998 и 41, 2000), темпы развития почв (Геннадиев, 1990; Stevens, Walker, 1970). Вместе с тем пока ещё много не ясно: как быстро почвы реагируют на изменение факторов, как быстро они восстанавливаются при нарушениях разного масштаба, за какое время они проходят стадии развития от породы (нуль момент почвообразования) до зрелого состояния и какова скорость отдельных почвообразовательных процессов. Такая слабая изученность проблемы связана с недостаточным использованием метода почвенных хронорядов. Причем в нашей стране пока мало работ по хронорядам дневных почв, хотя весьма детально изучены хроноряды погребённых почв. Неясной также остаётся, например, проблема распространённости полигенетичных почв. В этом отношении имеются крайние взгляды, от предположений о том, что все почвы полигенетичны, так как климат и ландшафты менялись повсеместно, до представлений о том, что большинство почв соответствуют современным условиям почвообразования, а реликтовые признаки распространены локально и лишь отчасти нарушают общую актуалистическую картину педогенеза.

Важными, но нерешенными остаются проблемы палеопочвенных реконструкций условий природной среды, в частности климата. Также еще слабо исследованы скорость и эволюция педогенеза в условиях седиментации, например в поймах, балках, других понижениях рельефа, а также при эрозионном срезании поверхности и турбационном перемешивании почвенной массы. Всё вышесказанное свидетельствует о значительности, но ещё недостаточной изученности проблемы эволюции почв в голоцене.

В книге представлены результаты исследования закономерностей эволюции почв, а также реконструкции древних и близких к современности природных и антропогенных ландшафтов. Всё это является основой для прогноза их развития в условиях разновременных природных и антропогенных изменений географической среды.

Для достижения поставленных целей мы должны были определить возраст почв, характерное время формирования почвенного профиля и скорость отдельных почвообразовательных процессов в разных географических условиях; установить стадийность голоценового педогенеза (там, где это было возможно); охарактеризовать особенности климатической эволюции почв в различных условиях почвообразования; изучить процессы развития почв и их скорость в условиях седиментации; выявить особенности антропогенной эволюции почв и её соотношение с природной по хронологии, скорости и контрастности; произвести реконструкцию географической среды на основе палеопочвенных исследований.

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗВИТИИ ПОЧВ

Почвы являются динамичными системами, постоянно меняющимися и развивающимися в связи с изменениями географической среды. Эти изменения разнообразны и могут протекать на разных уровнях временной и пространственной организации почвенного покрова. Они могут быть исследованы на уровне почвенной зоны, профиля почв, отдельных его горизонтов и признаков или на уровне участка микростроения. Изменения на перечисленных уровнях происходят с разной скоростью. Наряду с быстрыми процессами, которые протекают в течение суток и лет (такие процессы относятся к разряду функционирования почв и не рассматриваются в данной работе), существуют изменения почв, проходящие в течение веков и тысячелетий. Последние представляют собой основной объект исследования эволюционного почвоведения, научного направления, находящегося на стыке почвоведения и палеогеографии. Предметом исследования эволюционного почвоведения являются изменения почв (почвенных тел и покровов) и смены типов почвообразования, происходившие на протяжении геологической истории Земли. Отметим также, что эти изменения могут быть: локальными или глобальными; постепенными или быстрыми и даже катастрофическими; относительно слабыми или контрастными, в корне меняющими почву.

Многие из перечисленных вопросов и положений рассматриваемого научного направления были затронуты уже на первых этапах развития генетического почвоведения (Докучаев, 1883, 1891). В дальнейшем, сначала на примере почв Восточной Европы, а затем и других регионов разрабатывались общие представления об эволюции и возрасте почв, а также выдвигались основные гипотезы их развития (Докучаев, 1983, Коржинский, 1887; Коссович, 1911; Яковлев, 1914; Неуструев, 1923; Гедройц, 1928; Глинка, 1927; Захаров, 1931, 1935; Ковда, 1933, 1973; Иенни, 1947; Роде, 1947; Kubiena, 1948; Laatsch, 1957; Дюшофур, 1970; Yaalon, 1971, Герасимов, 1976; Александровский, 1983; Таргульян и др., 1986; Козловский, 1991). Были разработаны концепции развития почв гумидных и аридных территорий (Маданов и др., 1967; Величко, Морозова, 1975; Александровский, 1983; Хантулев и др., 1988; Геннадиев, 1990; Гугалинская, Алифанов и др., 1990; Иванов, 1992; Дёмкин, 1997; Прокашев, 1999). По мере развития науки эволюционное почвоведение обогатилось многими новыми фактами и методами исследования. Все большее место занимают междисциплинарные исследования, позволяющие получать необходимые данные и создающие базу для более глубокой разработки теоретических основ эволюционного почвоведения.

Эволюция, динамика и функционирование почв

Почвы, как и многие другие системы геосферы и, в частности, ландшафты, претерпевают изменения разного ранга. Согласно представлениям ландшафтоведов (Сочава, 1978; Геосистема..., 1991) выделяются: эволюция – качественные необратимые изменения *инварианта* (комплекса устойчивых свойств) системы; динамика – количественые необратимые изменения в пределах инварианта (без существенного изменения качества); функционирование системы – обратимые колебательные её изменения.

В почвах происходят изменения по всем трём указанным направлениям. В книге в первую очередь рассматриваются эволюция почв и некоторые явления, относящиеся к категории динамики.

При изучении эволюции почв основное внимание уделяется комплексу устойчивых свойств, объединяемых понятием "почва-память". Вместе с тем, данный комплекс, являющийся педолитоматрицей почвы, представляет собой арену для протекания быстрых процессов или процессов функционирования – "почва-момент" (Таргульян, Соколов, 1978). Эти процессы облика почв не меняют. Однако связанные с ними микроизменения, постепенно накапливаясь за многие годы, приводят к трансформациям, протекающим относительно медленно, но существенно меняющим комплекс устойчивых признаков почвы, по которым они классифицируются (Роде, 1947).

Для процессов динамики, занимающих промежуточное положение между эволюцией и функционированием, характерна цикличность (квазипериодичность) протекания. Но в отличие от процессов функционирования они имеют более длительный период колебаний, и при этом изменяется почва-память.

Представления о необратимости-обратимости процессов эволюции и динамики систем различаются. Так, даже для функционирования геосистем выделяются необратимые, но компенсируемые процессы (Люри, 1991). Из этого следует, что эволюционные процессы должны быть заведомо необратимыми. Вместе с тем, при рассмотрении эволюции почв наряду с необратимыми законченными процессами нередко выделяются и процессы частично обратимые (Роде, 1947). Более того, по нашему мнению, эволюция почвы со сменой инварианта не исключает возможности обратной её эволюции к почти исходному состоянию (конечно не полностью тождественному). Такая в значительной степени обратимая эволюция почв, хотя и достаточно медленная, обнаружена нами в лесостепи и подробнее рассматривается ниже.

Выделяется несколько главных направлений палеопочвенных исследований, цель которых: выяснение эволюции почвообразования на протяжении геологической истории Земли, изучение истории современных почв и почвенного покрова, реконструкция истории природной среды для палеогеографии, археологии, истории, других наук.

Эволюция почвообразования на протяжении геологической истории Земли

Она была связана с развитием географической оболочки и проходила ряд стадий. В абиотический этап развития суши экзогенез предположительно проходил следующие стадии своего развития: агрессивного паро-газокислотного, восстановительно-углекислотного, окислительно-кислородного.

На стадии, протекавшей с силура до карбона, педогенез распространяется почти по всей суше и становится важнейшим экзогенным процессом Земли (Синицин, 1967).

В процессе развития географической оболочки Земли почвенный покров все более усложнялся, появлялись новые типы почвообразования (Герасимов, 1976). Например, относительно недавно, в геологическом масштабе времени, появились степные ландшафты и соответствующие им черноземные и каштановые почвы. Наиболее молодыми считаются почвы тундровых ландшафтов. Пока знаний по этому разделу эволюционного почвоведения мало. Имеются лишь общие представления о природной обстановке ранних этапов развития геосистем суши и единичные находки палеопочв того времени.

История почвообразования в плейстоцене и голоцене гораздо яснее. Исследованиями во многих регионах мира выявлены серии погребенных почв в лёссах, вулканических пеплах и других отложениях. В течение плейстоцена на больших пространствах поверхности суши сменялись многие почвенные покровы. Они формировались на новых поверхностях, обновлявшихся в эпохи активной эрозии и седиментации. В настоящей работе рассматривается эволюция последнего почвенного покрова голоценового возраста (в пределах высоких и средних широт).

Выделяются три типа районов с разным геоморфологическим развитием ландшафтов – денудационным, аккумулятивным и стабильным, являющиеся универсальными. Им соответствуют три модели развития почв (тренды педолитогенеза): нормальная (стабильная поверхность почвы), седиментационная и эрозионная, которые характерны и для голоцена (подробнее они рассмотрены ниже).

Основные понятия и термины, используемые в книге

Общие теоретические представления о развитии почв во времени разрабатывались Докучаевым, Коссовичем, Захаровым, Глинкой, Роде, Дюшофуром, Ковдой, Герасимовым, Таргульяном, Козловским и многими другими учеными.

П.С. Коссович (1911) предложил называть изменения почв в неизменных условиях саморазвитием, а в условиях изменения физико-географических факторов – их эволюцией.

С.А. Захаровым (1927) были предложены следующие понятия: развитие или онтогения почвы – её формирование из породы; эволюция почвы – постепенное изменение зрелой почвы без изменений среды; метаморфоз – изменение почвы в результате изменения среды.

По мнению К.Д. Глинки (1927), эволюция почв возможна только при изменении условий природной среды. При стабильности последних почва в своем развитии достигает состояния динамического равновесия со средой.

В связи с этим А.А. Роде (1947) как наиболее важную выделяет проблему эволюции почв при стабильных условиях среды: наступает ли со временем стадия динамического равновесия (климакс), когда развитие почвы прекращается, или почвы развиваются постоянно, вне зависимости от внешних условий.

Вслед за П.С. Коссовичем (1911) и А.А. Роде (1947) мы выделяем два основных типа развития почв и соответствующие им два основных понятия

эволюционного почвоведения: 1) *саморазвитие* (онтогенез, аутоэволюция) почвы – её образование из породы при относительно стабильном состоянии факторов (климата, рельефа и деятельности человека); 2) *эволюция* (метаморфоз, аллоэволюция) – изменение зрелой почвы под воздействием изменяющихся факторов. Указанные понятия связаны с двумя главными вопросами рассматриваемого научного направления: 1) как и с какой скоростью формируется почва из породы (независимо от состояния факторов) и 2) каким образом зрелые почвы изменяются под воздействием природных и антропогенных факторов?

Саморазвитие характеризуется постепенным замедлением темпов протекания процессов ("...почва развивается замедляющимся образом", Докучаев, 1883) от начального, неравновесного состояния профиля, до зрелого, квазиравновесного (Роде, 1947; Иенни, 1948). Для саморазвития характерна разноскоростность, которая выявляется при сравнении разных почв, а также разных процессов действующих в одной почве, и существует на всех уровнях организации почв и почвенного покрова, от почвенных зон до профиля и морфона). Время, за которое почва или отдельный признак достигает зрелого состояния, называется временем саморазвития или характерным временем (Арманд, Таргульян, 1974; Таргульян, Александровский, 1976). Саморазвитие почв разделяется на следующие типы: а) классический "нормальный" – развитие профиля вглубь при стабильном положении поверхности; б) денудационный – верх профиля постепенно срезается, профиль углубляется в породу; в) седиментационный – поверхность нарастает, профиль растет вверх, но его низ постепенно выходит из сферы почвообразования (Таргульян, 1982), а также г) турбационный – особое значение имеет процесс направленных зоотурбаций с выносом материала на поверхность (Александровский, 1984а); д) гидрогенно-аккумулятивный (Караваева, 1982).

В основе палеогеографической схемы голоцена, выбранной нами, лежат представления К.К. Маркова и И.П. Герасимова (Герасимов, Марков, 1939, Марков 1965), впоследствии развивавшиеся рядом авторов (Авенариус и др., 1978; Золотун, 1970, 1974б; Серебрянная, 1976; Хотинский, 1977); а также сходные представления зарубежных авторов (Bork, 1983; Wright, Frey, 1965).

Для изучения развития почв во времени необходимо привлечение специальных объектов и методов. Долгое время для этого использовался сравнительно-географический метод. Он основан на предположении о том, что почвы исследуемой территории находятся на разной стадии развития. Согласно существующим представлениям об эволюции почвообразовательных процессов почвы выстраиваются в эволюционный ряд (например, бурозем – бурозем оподзоленный – подзолистая почва; Дюшофур, 1970), в пределах которого свойства почв закономерно изменяются от начального состояния к конечному. Иначе говоря, пространственные различия почв сопоставляются со стадиями их развития во времени. По мнению Л.И. Прасолова (1939) и А.А. Роде (1947), это определяет гипотетичность построений и нередко является источником ошибок: под стадиями почвообразования ошибочно подразумеваются различия почв, связанные с местными различиями (Прасолов, 1939).

Избежать этого и строго отделить временные изменения почв от пространственных можно путём их изучения современными методами с привлечением почв, сформированных на точно датированных поверхностях. Погребенные почвы лучше, чем реликтовые признаки сохраняют черты

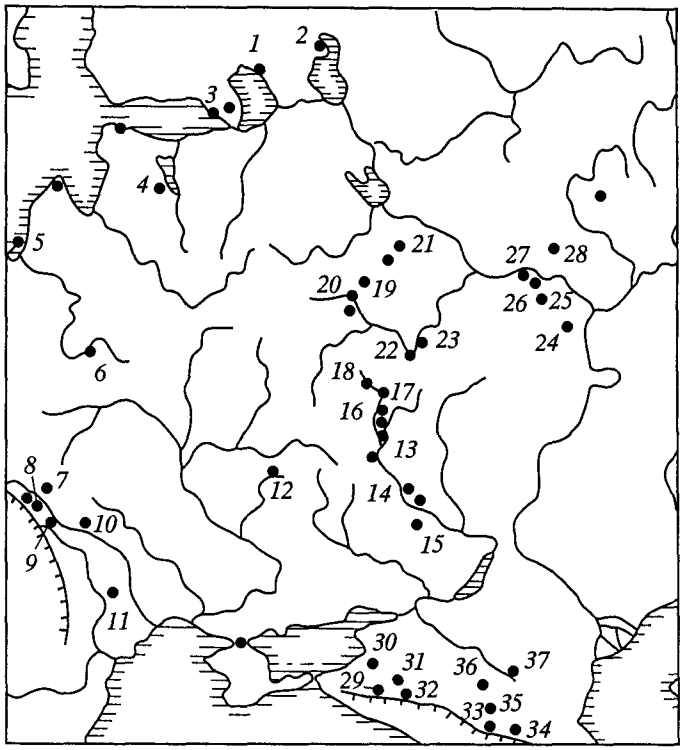


Рис. 1. Объекты исследования:

1 – Уукса (2 объекта); *2* – Пегрема (4 объекта); *3* – Чёрная речка; *4* – Илуметса (2 объекта); *5* – Куршская коса (3 объекта); *6* – Латыши; *7* – Сарники; *8* – Дашава (4 объекта); *9* – Садгора; *10* – Троянов вал (Верхний Днестр); *11* – Городище; *12* – Ромны; *13* – Чертовицы (6 объектов); *14* – Павловск; *15* – Пасеково; *16* – Солнечный; *17* – Данков (3 объекта); *18* – Куликово поле (10 объектов); *19* – Радонеж (3 объекта); *20* – Москва (11 объектов); *21* – оз. Неро (6 объектов); *22* – Спасск-Рязанский; *23* – Ижевское; *24* – Опалиха; *25* – Чечканы; *26* – Атли-касы; *27* – Виловатово (4 объекта); *28* – Алеево (3 объекта); *29* – Азовская; *30* – Гривенская; *31* – Тенгинская; *32* – Новосвободная (12 объектов); *33* – Урвань; *34* – Чикола; *35* – Новозаведенная; *36* – Ипатово (15 объектов); *37* – Зунда-Толга (3 объекта).

древнего педогенеза, имеют полный профиль. Исследование их устойчивых (не подверженных диагенезу) свойств, а также датирование по ^{14}C и другими методами позволяет получать более достоверные реконструкции типа и условий почвообразования на конкретном хронологическом срезе. Изучение хронорядов палеопочв (вертикальных и горизонтальных) дает возможность установить точные траектории эволюции почвообразования для отдельных разрезов и районов. На основе хронологических корреляций между почвами разных районов можно реконструировать историю почв обширных территорий. Кроме того, исследования палеопочв необходимо проводить параллельно с эволюционным анализом почвенного покрова, это позволяет более полно соотнести палеопочвенные данные с историей почв и ландшафтов. Без такой привязки к хронологической и палеогеографической шкалам обнаруживаемые признаки изменений педогенеза воспринимаются как случайные, лишь отчасти нарушающие статичную картину педогенеза.

Таким образом, предлагается система методов изучения естественной и антропогенной эволюций почв, а также возраста почв (Александровский, 1979; Иванов, Александровский, 1984, 1987; Александровский, Иванов, 1990). Она включает методы сравнительно-хронологические (дневных и погребенных хронорядов), сравнительно-географические, методы анализа унаследованных признаков в почвенном профиле и почвенном покрове. Анализ палеопочвенных данных проводился при тесной корреляции с данными палеогеографии.

Особенностью используемого нами методического подхода является широкое применение радиоуглеродного датирования гумуса почв и других углеродсодержащих материалов (Чичагова, 1985; Александровский и др., 1997; Alexandrovskiy, Chichagova, 1998а,б). Для хронологических построений было привлечено около 200 радиоуглеродных дат, в основном полученных по образцам, отобранным автором. Эволюция почвенного покрова изучалась методами почвенных катен и почвенной съемки на ключевых участках. Так, для составления почвенно-эволюционных карт ключевых участков на Куликовом поле заложено более 1000 почвенных разрезов.

Для определения скорости почвообразовательных процессов на начальных и молодых стадиях педогенеза использовались почвы отвалов и насыпей в интервале возрастов от десятков до сотен лет (многие десятки объектов). Расположение объектов исследования показано на рис. 1.

ГЛАВА 2

САМОРАЗВИТИЕ ПОЧВ

Анализ закономерностей развития почв следует проводить по двум направлениям. Наиболее важно выявить закономерности эволюции почв под воздействием изменяющихся природных и антропогенных факторов географической среды (см. гл. 3–5). Но сначала рассмотрим такие стороны проблемы, как возраст почв, скорости почвенных процессов, закономерности и характерное время формирования зрелых почв.

ВОЗРАСТ ПОЧВ

Выяснение возраста почв – необходимая основа для исследований развития почв, определения скоростей процессов, характерных времен, стадий почвообразования. Различают относительный, абсолютный, общий, частный, актуальный возраст, нуль момент почвообразования (Александровский, Иванов, 1987). Кроме того, в науках о Земле есть два существенно различающихся понимания возраста объектов, в том числе, почв: 1) возраст-продолжительность (длительность формирования почвы от нуль-момента до современности или до момента погребения) и 2) возраст-давность (определяется по положению в стратиграфической колонке). Первое из них является основным в почвоведении, второе – в геологии. В качестве примера, демонстрирующего разницу между этими двумя сторонами возраста, можно привести разрез, в котором ниже дневной голоценовой почвы залегает почва позднеледниковая. Последняя, по сравнению с голоценовой почвой, имеет больший возраст в смысле возраста-давности и, наоборот, меньший возраст, в смысле продолжительности формирования. Ниже рассматривается возраст дневных почв (возраст-продолжительность).

Возраст почв мира различен в связи с разным временем образования исходных поверхностей, на которых они сформировались, а также в связи с действием разнообразных экзогенных процессов их омоложения (рис 2). Возраст почв умеренных поясов, испытавших воздействия ледниковых и перигляциальных обстановок, значительно меньше возраста почв тропических и экваториальных регионов. Существенно различается возраст почв и внутри данных регионов.

Рассмотрим соотношение процессов развития педогенеза и формирования отложений плейстоцена, определивших возраст современных поверхностей и почв.

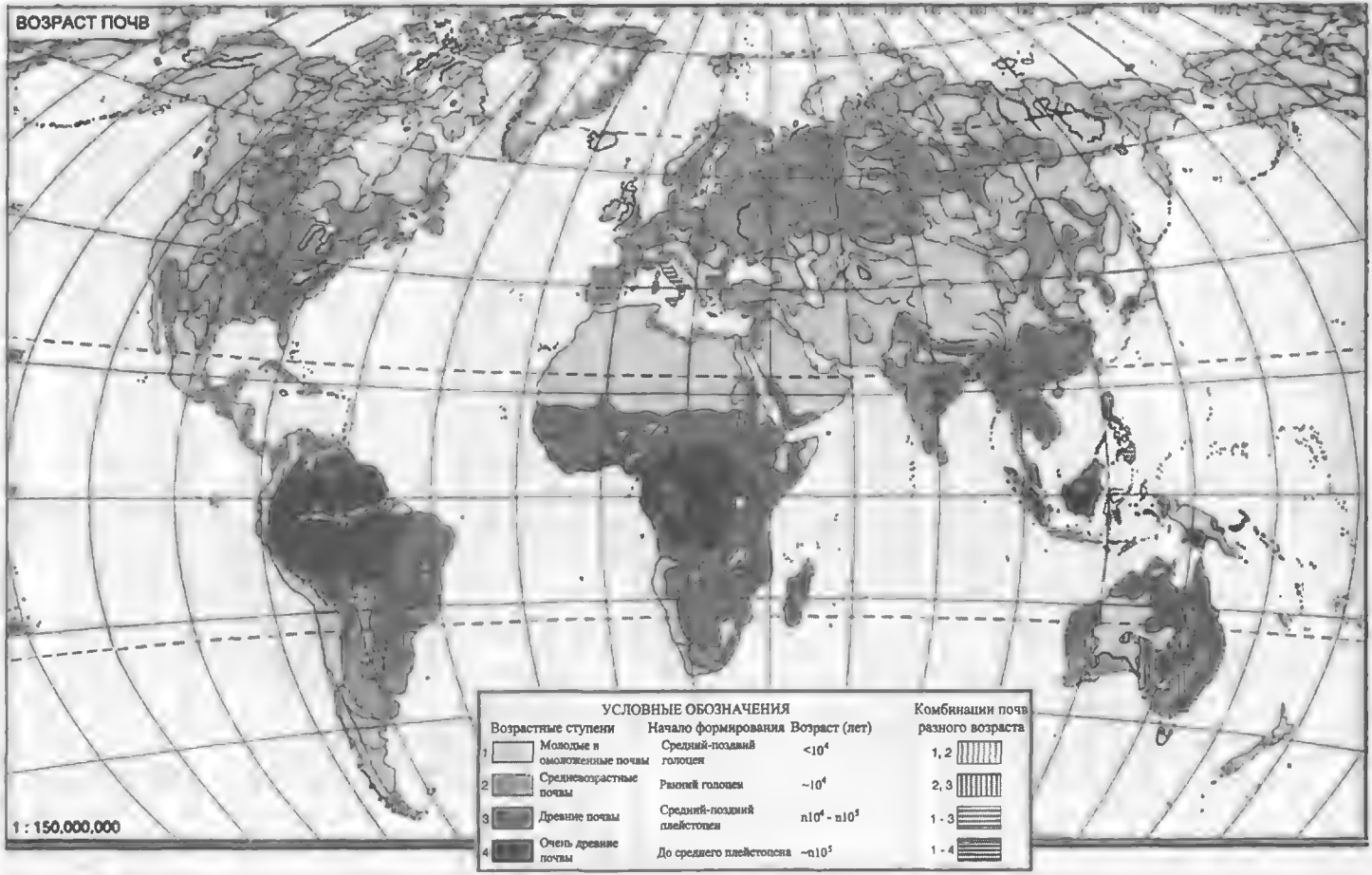


Рис 2. Возраст почв

Современному почвенному покрову предшествовали многие другие, достаточно полно исследованные для плиоцен-плейстоценового этапа развития природы (Веклич, 1968; Величко, 1973; Морозова, 1981; Додонов, 2001). Палеопочвы, относящиеся к этим почвенным покровам, ярко выражены в толщах лёссовых отложений, представляющих собой тонкодисперсные, ритмично построенные образования (Додонов, 2001). Лёссово-почвенные толщи сформировались в результате чередования процессов седиментации, преимущественно субаэральных, развивавшихся во время оледенений, и процессов почвообразования межледниковых этапов.

Для времени оледенений на значительной части суши Земли были характерны холодные и аридные условия, когда процессы педогенеза были ослаблены. Доминировали процессы эрозии и аккумуляции лёссового материала, интенсивно протекавшие на обширных пространствах от приледниковой зоны до районов, существенно удаленных от области оледенения ("теплые лёссы"). Здесь процессы почвообразования, хотя и были гораздо слабее, чем в межледниковые периоды, все же играли определенную роль в облёссовании осадков. Это были явления аридного почвообразования (формирование порозности, педогенных карбонатов). Процессы накопления гумуса, выщелачивания, элювиально-иллювиальной дифференциации, характерные для почв межледниковий, в периоды оледенений прекращались. Почвы межледниковий плейстоцена сходны по условиям формирования и степени развития с современной голоценовой почвой.

Существуют представления о длительном стабильном в течение миллионов лет развитии почв и ландшафтов тропических и экваториальных регионов. Однако во время оледенений заметные изменения условий педогенеза происходили и в низких широтах. Так, для времени валдайского оледенения установлено широкое распространение дюнных и саванновых ландшафтов в Амазонии (Clapperton, 1993; Heine, 2000). Следовательно, в этих региона наряду с древними есть и молодые поверхности и почвы.

В лёссах Венгрии и Австрии выделено более 25 почв. Наиболее древние из них формировались около 3 млн лет назад. В лёссовой толще Таджикистана, насчитывающей более 2 млн лет, установлено 37 погребённых почв (Додонов, 2001). Многие из почв имеют сложное строение (наложение двух или трёх почв друг на друга) и поэтому названы педокомплексами. В Китае лёссовой толще почв еще больше.

В лёссово-почвенной толще Восточной Европы также выделяется несколько погребенных почв (Величко, 1997). Наиболее четко выражен почвенный покров последнего межледниковья, образовавшийся около 100 тыс. л.н. По набору типов почв и их географии (зональность, провинциальность и другие закономерности строения почвенного покрова) он во многом схож с современным (Морозова, 1981). Зональность характерна и для более древних межледниковых почвенных покровов. В течение длительных периодов ледниковых похолоданий доминировали геологические процессы, эрозия и седиментация, но почвообразование полностью не прекращалось. Лёссы содержат следы синлитогенного (сингенетического) аридного педогенеза и в какой-то степени являются почвами (по О.П. Добродееву, особыми почвами без профиля).

Ко времени валдайского оледенения (вюрм) относится последний этап образования отложений ледниковой и перигляциальной зон: морена, лёсс,

перигляциальный аллювий, озерные, делювиальные, пролювиальные, солифлюкционные и другие. В то же самое время на многих территориях шли процессы интенсивной денудации и турбаций. В целом, это была эпоха формирования литогенной основы (пород и рельефа) для современного почвенного покрова высоких и средних широт. Вот почему возраст современного почвенного покрова данных территорий в большинстве случаев голоценовый. Об этом также свидетельствуют палеопочвенные исследования в различных регионах, от Русской равнины до Китая и Аргентины.

Интенсивная седиментация в течение позднего кайнозоя была характерна и для вулканических областей. Так, в плейстоценовых и более древних пепловых отложениях Мексики хорошо видны серии погребённых почв, по количеству и возрасту сопоставимые с почвами в лёссах. Однако почвы в пеплах не приурочены к межледниковьям, так как выпадения пеплов, в отличие от лёссов, не соотносятся с периодами оледенений. В связи с мозаичным характером выпадения пеплов дневные почвы здесь могут сильно различаться по возрасту.

Помимо лёссовых и вулканических территорий, являющихся областями седиментации, известны обширные области денудации, например Казахстан, а также большие площади в пределах Среднерусской и других возвышенностей. Аридный климат, высота и расчлененность рельефа во время оледенений способствовали развитию здесь ветровой эрозии, солифлюкции и делювиального смыва. Вследствие этого в областях ветровой и склоновой денудации, как и в пределах лёссовых территорий, во время оледенений происходило омоложение поверхности. Современный почвенный покров и на тех и на других территориях преимущественно голоценовый.

Кроме регионов денудации и седиментации в эпохи плейстоценовых похолоданий обширные территории имели стабильную поверхность. Вероятно они в "чистом" виде могли существовать лишь в низких широтах. Вместе с тем и здесь ландшафты претерпевали серьёзные деформации. Так, для времени валдайского оледенения установлено широкое распространение дюнных и саванновых ландшафтов на месте современных влажных лесов Амазонии (Clapperton, 1993; Heine, 2000). Это противоречит представлениям о длительном стабильном в течение миллионов лет развитии почв и ландшафтов тропических и экваториальных регионов. Такие древние почвы в данных регионах, несомненно, есть, но распространены они не столь широко. Процессы омоложения характерны для горных, вулканических и, как показано на примере Амазонии, для некоторых равнинных территорий низких широт. В последнее время большое участие в омоложении поверхностей принимает человек. Интенсивная эрозия связана с вырубкой лесов и земледельческим освоением.

С приближением к областям оледенений устойчивость ландшафтов должна уменьшаться, а доля территорий со стабильной поверхностью и нормальным развитием почв в условиях слабой эрозии и седиментации должна сокращаться. Здесь во время оледенений кроме денудации и эрозии проходили мерзлотные процессы, вызывавшие интенсивную турбационную переработку почв и, в ряде случаев, создававшие специфический мерзлотный микрорельеф (Величко и др., 1996). Следовательно, и в районах с относительно стабильной поверхностью под воздействием этих

процессов в период максимального похолодания позднего валдая почвенные профили предыдущих этапов почвообразования должны были разрушаться и превращаться в почвообразующую породу для современных голоценовых почв.

Возраст почв Восточной Европы

Представления о возрасте почв Восточной Европы различаются, так как исследователями принимаются разные нуль моменты формирования почв, а также разные варианты возраста (актуальный или суммарный возраст почвы, возраст почвообразования на изучаемой территории). В итоге, возраст почв оценивается от нескольких тысяч лет до десятков-сотен тысяч лет и более (Иванов, 1992; Хантулев и др. 1988; Юренков, 1997).

По нашему мнению, возраст почв следует отсчитывать не от момента приобретения ими современного таксономического ранга (Иванов, 1992), а от нуль момента почвообразования (Соколов, 1932; Александровский, 1983). Исходя из этого, начало формирования современного почвенного покрова Восточной Европы мы относим к рубежу между поздним плейстоценом и голоценом. На этом важнейшем палеогеографическом рубеже произошло резкое потепление климата, сокращение интенсивности мерзлотных турбаций, процессов эрозии и седиментации, началось становление растительного покрова. Затем стабилизировалась поверхность рельефа и значительно интенсифицировались почвообразовательные процессы. Вместо примитивных почвенных образований стали формироваться нормальные зрелые почвы.

Раньше в обширной перигляциальной зоне преобладали мерзлотные и эрозионно-седиментационные процессы, которые разрушали предыдущие почвенные покровы; синлитогенное почвообразование было слабым. Выделяется доголоценовый этап формирования педоседиментов, во многих случаях являющихся почвообразующей породой для современных почв (например, лёссы). Данные породы часто содержат переотложенные продукты почвообразования и выветривания предыдущих межледниковых эпох и межстадиалов, а иногда и более древних геологических периодов. Примером могут служить голоценовые почвы на отложениях с участием красноцветного переотложенного материала древних кор выветривания. Их можно считать голоценовыми с педолитогенным наследием.

Итак, возраст современных почв определяется длительностью формирования in situ системы горизонтов почвенного профиля, которая в пределах Восточной Европы и большей части умеренного пояса соответствует голоцену. В разрушении доголоценовых почвенных покровов участвовали процессы денудации и седиментации, а в геоморфологически стабильных районах – криотурбации (рис. 3). Отметим, что ещё Н.Н. Соколов (1932) говорил о несоответствии возраста почв возрасту почвообразующих пород и рельефа (террас, областей оледенения) и о том, что возраст почв Русской равнины в основном голоценовый.

Вместе с тем, в последнее время появились высказывания о непрерывном и интенсивном почвообразовании, проходившем в перигляциальных условиях во время последнего оледенения, причем даже более интенсивном, чем почвообразование в голоцене (Эвальд, 1967; D. Корр, 1969; Соколов и

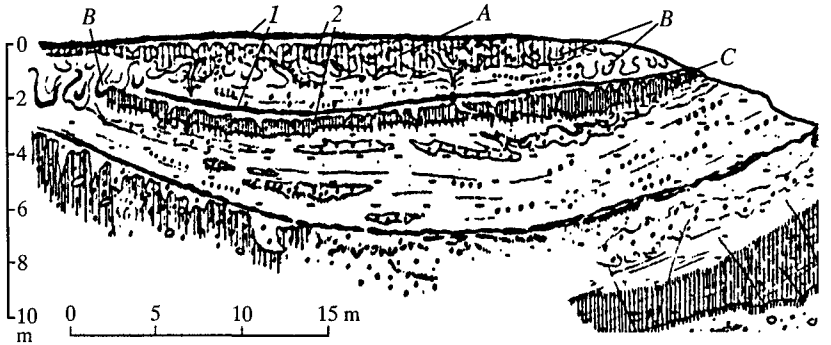


Рис. 3. Формирование современной голоценовой почвы в толще валдайских криотурбированных отложений вюрмского (валдайского) времени и разрушение валдайскими криотурбациями палеопочвы эмского (микулинского) межледниковья (по Stremme, 1986):

А – голоценовая почва; В – криотурбации (вюрм); С – Эмская почва. Горизонты: *1* – гумусовые; *2* – иллювиальные

др., 1984; Макеев, 1984; Гугалинская и др., 1990). Вот почему значительное внимание мы уделяем анализу почв, сформированных на голоценовых поверхностях с точно определенным возрастом методами ^{14}C и археологии.

Радиоуглеродное датирование подтверждает голоценовый возраст современных почв Восточной Европы. Возраст ^{14}C нижней части гумусового профиля чернозёмов часто достигает 6–7 тыс. лет, иногда (9,5–9,8 тыс. лет (Чичагова, 1985; Александровский, Чичагова, 1998). При этом более древние датировки касаются южной части региона. Здесь формирование современных почв видимо началось раньше (на 2–3 тыс. лет). Возраст нижних горизонтов почв прерий Северной Америки тот же: 9 тыс. лет (Paul et al., 1997). Голоценовый возраст имеют не только черноземы, но и подзолы, дерново-подзолистые и другие текстурно-дифференцированные почвы (Александровский, 1972; Александровский и др., 1990; Боул и др., 1977). Кроме того, по данным ^{14}C датирования в почвах Восточной Европы выделяются реликты доголоценового, преимущественно позднеледникового возраста. Они локально встречаются в нижней части современного профиля в виде погребенных гумусовых горизонтов, часто с явлениями криотурбаций и представляют собой фрагменты кратковременно существовавших почвенных покровов позднеледниковья. Обнаружены некоторые другие доголоценовые реликты, включенные в состав современного профиля, например карбонатные конкреции в почвах предгорий северо-западного Кавказа.

В целом, времени ледниковых эпох соответствуют различные седименты, либо с очень слабыми признаками сингенетичного почвообразования (следы аридного педогенеза в лёссах, слаборазвитые почвы интерстадиалов), либо не имеющие их вовсе. Всё это не подтверждает предположений относительно низких скоростей развития почв в голоцене, по сравнению с таковыми ледниковых эпох, о доголоценовом возрасте текстурной дифференциации и иных мнений, высказанных Д. Коппом и другими авторами (D. Kopp, 1969; Соколов и др., 1974; Гугалинская, 1990).

На основании вышесказанного можно сделать вывод о том, что начало образования современного почвенного покрова Восточно-Европейской рав-

нины и соседних регионов умеренного пояса соответствует переходу от малоинтенсивного прерывистого почвообразования времени последнего оледенения к современному межледникового типа. Доголоценовые реликты почвообразования в малой степени участвуют в построении современных профилей. Имеются локальные педолитореликты. Здесь присутствуют почвы двух возрастных групп: полноголоценовые, характерные для равнин, и омоложенные, распространенные в горах, на молодых приморских равнинах, а также пойменно-балочные, почвы дюн, вулканических территорий.

В субтропиках возраст почв может быть очень большим (Дюшофур, 1970). Некоторые почвы Словении и США достигают возраста более 1 млн лет (Vidic, 1998). В пределах экваториального и субэкваториальных поясов такие древние почвы распространены более широко.

Методы датирования почв и отложений

Существует большой спектр методов определения возраста событий геологического и исторического прошлого (Пуннинг, Раукас, 1983). В эволюционном почвоведении применяют не меньшее число методов датирования (Александровский, Иванов, 1990). В основном используют радиоуглеродный и археологический методы.

Достаточно известны термолюминесцентный, уран-ониевый, аминокислотный методы. Выделяются методы абсолютного и относительного датирования. Последние, указывают возраст по принципу старше–моложе. Например, чем слой ниже по стратиграфической колонке, тем он древнее.

В целях датирования почв и различных событий в развитии географической среды может быть использован собственно *почвенный метод*. При этом в первую очередь берутся данные о степени развития почвенного профиля, позволяющие оценить длительность развития почвы (возраст–продолжительность, см. выше раздел "Возраст почв"). При определении возраста погребённых почв большое значение придают анализу почвенных свойств. К примеру, признаки специфических мерзлотных нарушений в основном присущи почвам времени ледниковых похолоданий. Кроме того, для определения возраста палеопочв или отдельных признаков пользуются методом морфотипов (Морозова, 1981). Так, детально изученные "вторые гумусовые горизонты" имеют специфическое морфологическое строение и возраст многократно проверенный по результатам радиоуглеродного датирования.

Радиоуглеродный метод. В последнее время большие успехи достигнуты в развитии ^{14}C датирования. Растет точность изменений: получены даты с величиной стандартного отклонения менее 10 лет. Отметим даты с ±7 лет по торфяникам Западной Европы (van der Plicht, Lanting, 1994). С помощью ускорительной техники можно датировать пробы угля и других материалов массой 10–100 мг.

Особо следует остановиться на тех достижениях в точности датирования и изменениях в хронологии, которые достигнуты в результате внедрения калибровки радиоуглеродных данных (van der Plicht, 1999a). Обычные, некалиброванные даты вычисляют исходя из допущения о том, что в течение всего интервала времени доступного для данного метода концентрация ^{14}C в атмосфере оставалась постоянной. Однако, используя результаты датирова-

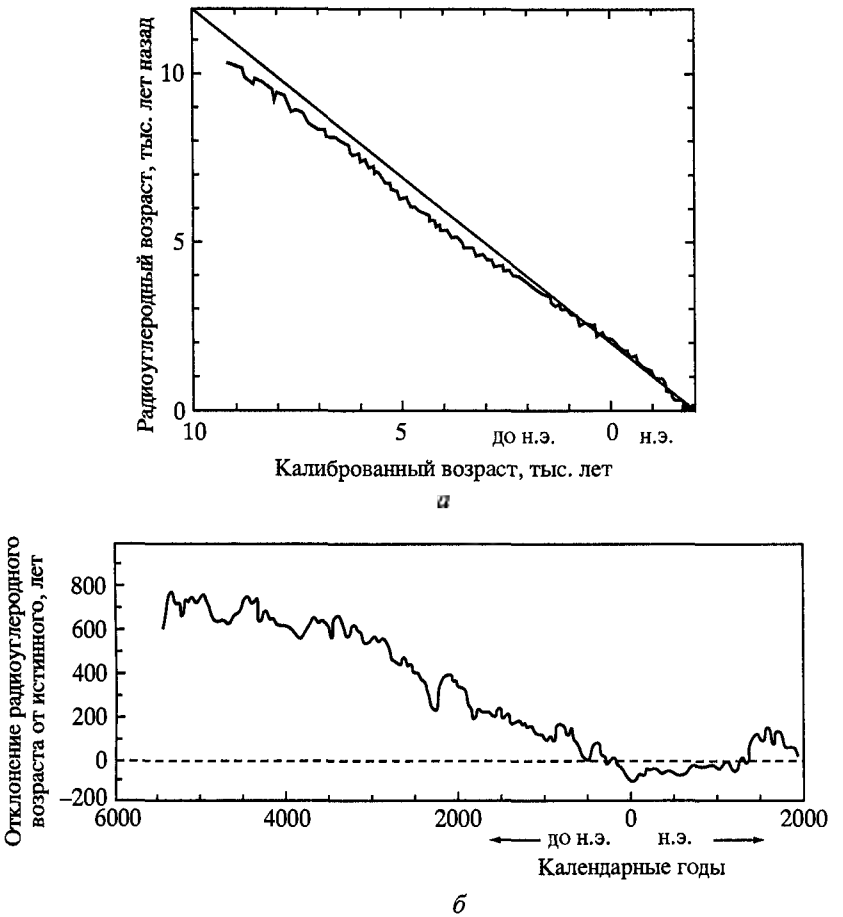


Рис. 4. Радиоуглеродная калибровочная кривая, полученная датированием колец деревьев (календарные годы, до н.э./н.э.), отклоняется от прямой линии (радиоуглеродные годы, лет назад), построенной исходя из предположения о неизменности содержания ^{14}C в атмосфере (по Дергачеву, 1997 с изменениями авторов):

а – общий вид; *б* – величина отклонения

ния древесных колец с точно известным возрастом, де Фризом (de Vries, 1958) были обнаружены существенные вариации в содержании ^{14}C ("Suess wiggles" – волны Зюсса).

Затем, в результате датирования длинных рядов древесных колец кроме колебаний продолжительностью 2–3 сотни лет (wiggles), были выявлены вариации содержания ^{14}C более крупного ранга (рис. 4). С ними связано отклонение калибровочной кривой в сторону удревнения начиная со времени 2500 лет назад. В конце АТ периода отклонение составляет около 600 лет, на рубеже поздний дриас/пребореал калиброванный возраст старше некалиброванного на 1400 лет, а в начале аллерёда – более чем на 2000 лет (van der Plicht, 1999a). В итоге выделяются периоды голоцена, для которых калиброванный (календарный) возраст мало отличается от некалиброваного радиоуглеродного, но для многих из них оказывается весьма бóльшим (табл. 1).

Таблица 1

Возраст рубежей и длительность периодов голоцена

Калиброванный (календарный) ^{14}C-возраст		Некалиброванный ^{14}C-возраст	
начало периода	длительность	начало периода	длительность
SA_{2800}	2800	SA_{2700}	2700
SB_{5700}	2900	SB_{5000}	2300
AT_{8850}	3150	AT_{5000}	3000
BO_{10500}	1650	BO_{9500}	1500
PB_{11640}	1140	PB_{10200}	700
YD_{12900}	1260	YD_{10800}	600
AL_{14000}	1100	AL_{11800}	1000

Так, длительность суббореального и пребореального периодов (SB, PB) и позднего дриаса (YD), определенная по обычной радиоуглеродной шкале (некалиброванной), существенно сжата. При переходе на истинную (калиброванную) шкалу времени продолжительность суббореального периода должна быть увеличена на 500 лет, пребореального – на 450, позднего дриаса – на 650 лет. Максимально (более чем в 2 раза) увеличивается продолжительность позднего дриаса.

Хронология, уточнённая на основе калибровки, особенно востребована в западной археологии и отчасти в биостратиграфии и палеогеографии. В отечественной науке необходимость уточнения хронологии на основе калибровки осознана пока лишь специалистами по радиоуглеродному датированию и частью археологов. Для археологии калибровка особенно нужна, так как у этой науки требования к точности хронологии повышенные. Кроме того, у археологов есть свои достаточно точные методы датирования, позволяющие контролировать результаты ^{14}C-определений. В науках, обращенных к истории природы, требования к точности датирования не столь высоки. Однако разработка все более подробных схем изменений климата и развития ландшафтов, а также попытки их корреляции с археологическими данными, приведёт к внедрению калибровки дат и здесь. При этом, важно строго указывать в какой шкале времени приводятся даты. Также следует параллельно приводить и калиброванные и некалиброванные значения дат.

Величина коррекции дат с помощью калибровки для среднего голоцена достигает 800 лет, для раннего – 1400 лет. Вместе с тем при калибровке часто увеличивается ошибка (±), что связано с упоминавшимися "Suess wiggles"-колебаниями калибровочной кривой длительностью несколько сотен лет (см. рис. 4). На таких участках кривой появляются "ступени", которым соответствуют интервалы с одинаковым радиоуглеродным возрастом на протяжении довольно длительных отрезков времени. Причём значение интервала калиброванного времени может возрастать в 2–3 раза по сравнению с ошибкой обычных дат. При калибровке ^{14}C-дат соответствующих участкам кривой с несколькими wiggles, нередко возникает несколько интервалов калиброванного возраста. Наоборот, для дат, приходящихся на участки кривой, располагающиеся между "ступенями", календарные даты точные.

Калибровочные программы построены на результатах датирования дендрошкал с интервалом в 20, 10 и 1 год. Вместе с тем, при датировании почв обычно используются гуминовые кислоты, образованные за длительный промежуток времени. То же относится к датированию карбонатов, а также смеси угольков в числе которых могут быть фрагменты разного возраста. Для всех подобных случаев в калибровочных программах предусматривается проведение калибровки по сглаженным кривым разной степени усреднения.

САМОРАЗВИТИЕ ПОЧВ И СКОРОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Развитие почв, как уже говорилось выше, есть результат постоянного их движения к равновесию со средой. В условиях периодических изменений внешних факторов среды это определяет изменчивость почв во времени, их эволюцию. Термин "саморазвитие" предложен П.С. Коссовичем (1911) и А.А. Роде (1947) для обозначения формирования почв из породы при условно неизменном состоянии среды.

Для исследования проблемы саморазвития почв и скорости почвообразовательных процессов используются разные методы, но наиболее точные результаты могут быть получены с помощью метода хронорядов (Иенни, 1948, Геннадиев, 1990, Stevens, Walker, 1970).

Исследования скорости педогенеза показали, что почвы являются достаточно медленно развивающимися природными объектами (подробнее см. ниже). У почвообразовательных процессов скорость ниже, чем у климатических, гидрологических и биологических, но выше, чем у геологических. Можно говорить об особом почвенном времени.

Для развития растительности выделяются сукцессии, примеры которых приведены ниже (Тишков, 1994; Состояние биоразнообразия..., 2004):

1. Первичные сукцессии:

арктические тундры – 1000–3000 лет (острова и побережье Ледовитого океана);

лиственничная тайга на лавах – 800–1200 лет (Камчатка);

темнохвойная тайга на лавах – 150–200 лет (Камчатка);

темнохвойная тайга на песках – 150–200 лет (Валдайская возвышенность);

дубовые леса на аллювиальных почвах – 300–500 лет (долина р. Ворсклы);

луговые степи на речных террасах – 150 лет (террасы Ворсклы и Псла).

2. Вторичные сукцессии:

арктические тундры на отвалах – 400–500 лет (острова и побережье Ледовитого океана);

лиственничная тайга на отвалах – 350–400 лет (Колымское нагорье);

темнохвойная тайга (залежь) – 120–150 лет (Валдайская возвышенность);

темнохвойная тайга (после пожара) – 150 (Валдайская возвышенность);

дубовые леса после рубки – 100–200 лет (Московская область);

степь злаковая, залежь – 35–45 лет (центр Русской равнины).

Эти данные показывают время, за которое могут возобновиться растительные группировки в естественных и антропогенных геосистемах. В целом длительность данных периодов времени (сукцессий) ниже, чем длительность (характерное время) формирования почв.

В настоящее время о скоростях и характерных временах развития почв и отдельных процессов почвообразования известно недостаточно и сведения о них часто противоречивы. Исследованиями почв на поверхностях с точно известным возрастом установлено, что для формирования зрелых почв необходимо несколько тысяч лет, обычно приводятся цифры от 1500 до 7000 лет (Дюшофур, 1970, Crocker, Major, 1955; Stevens, Walker, 1970). Однако, по мнению некоторых авторов, почвенный профиль развивается медленнее (десятки и сотни тысяч лет), причем за голоцен успевают сформироваться только примитивные почвы (Bockheim, 1980, McFadden et al., 1986; Nettleton et al., 1989; Reheis et al., 1992 и др.). Есть и противоположные взгляды, согласно которым почвы формируются быстро и их профиль закладывается практически на полную мощность менее чем за 100 лет (Толчельников,1986).

Точные данные о темпах почвообразования могут быть получены путем изучения почв на датированных поверхностях. Указанный способ называют методом почвенных хронопоследовательностей или хронорядов (Иенни, 1948; Stevens, Walker, 1970; Геннадиев, 1978; Александровский, 1979). Классический пример – исследование почв на стенах Староладожской крепости (Докучаев, 1883).

Весь опыт почвоведения и этот метод свидетельствуют о существовании определенной иерархии почвенных свойств по характерным временам формирования – от быстрых лабильных до медленных консервативных (Соколов, Таргульян, 1976). Объектом данной работы являются консервативные свойства почв, связанных с развитием гумусового, карбонатного, текстурно-дифференцированного и других профилей, имеющих характерное время в сотни – тысячи лет (более длительные процессы в течение голоцена не успевают реализоваться). Именно почвенным процессам с характерным временем в сотни и тысячи лет посвящено большинство работ с использованием метода хронорядов.

Преобладают исследования почв хронорядов на горных моренах и на песках разновозрастных береговых линий морей и озёр (Геннадиев, 1978; Кузнецова, 2000; Stevens, Walker, 1970). На лёссах и покровных суглинках изучались в основном погребённые почвы (Золотун, 1974; Александровский, 1983; Иванов, 1992; Дёмкин, 1997 и многие другие). Голоценовые хронояды дневных почв на суглинках в этом отношении исследованы лишь в отдельных районах территории России и мира (Геннадиев, 1990; Лисецкий, 2000; Stevens, Walker, 1970), хотя именно эти почвы имеют большое распространение и представляют значительный интерес, так как их саморазвитие и эволюция сложнее, чем песчаных и почв на плотных породах.

Почвы с профилем А–С образуются довольно быстро, например, ранкеры на горных моренах – за 25 лет (Lüdi, 1945). В дальнейшем их саморазвитие идет в сторону зональных почв (Дюшофур, 1970).

Установлено, что на горных моренах профиль слаборазвитого подзола может быть обнаружен уже через 85 лет после начала почвообразования

(Lüdi, 1945). Слаборазвитые подзолы были нами найдены на песчаных насыпях 50-летнего возраста. Для образования зрелого подзола достаточно ~3000 лет (Crocker, Major, 1955). Длительность (характерное время) образования зрелого профиля зависит от типа почвы, состава пород и других факторов.

Вынос глины в суспензиях и развитие лессивированных (текстурно-дифференцированных) почв считается процессом более медленным, чем подзолообразование на песках. Так, на карбонатных лёссах за 5000 лет формируются зрелые лессивированные почвы с плотным горизонтом В (Дюшофур, 1970). Под влиянием карбонатных пород скорость (характерное время) формирования лессивированных (текстурно-дифференцированных) почв замедляется: в Германии за 2000 лет формируются брюнифицированные рендзины, а в течение голоцена – типичные бурые лесные почвы (Scheffer, Welte, Meyer, 1962). На кургане из малокарбонатных лёссов профиль хорошо развитой текстурно-дифференцировнной почвы (гаплудальф) образовался за 2500 лет (Parsons et al., 1962). Боул и др. (1977) вычислили среднюю скорость нарастания мощности профиля и отдельных горизонтов. Так, 1 см энтисоли на вулканических пеплах формируется за 1,3 года, а 1 см лессивированной почвы (гаплудальф) штата Айова – за 40 лет.

В условиях влажного тропического климата и стабильного состояния поверхности в течение длительного времени образуются ферраллитные почвы, характерное время формирования которых оценено в 50 тыс. лет для одного метра профиля (Дюшофур, 1970) или 750 лет для образования 1 см почвы (Боул и др., 1977).

В аридном климате юго-востока США темпы процессов почвообразования очень низкие, зрелые почвы появляются более чем через 100 тыс. лет, при этом накопление $CaCO_3$ идет со скоростью 3–5 г/м^2 в год (Reheis et al., 1992).

Особое внимание уделялось нами хронорядам еще слабо изученных суглинистых почв на курганах и других объектах с точно известным возрастом, расположенные в разных частях Восточной Европы (Александровский, 1984; Александровский, Бирина, 1987; Александровский, Таргульян, 1989; Alexandrovskiy, 2000). Также исследовались разновозрастные дневные пойменные почвы (Александровский, 2004; Alexandrovskiy, Krenke, 2004). Почвы погребённых датированных поверхностей (хронояды погребённых почв) сравнивались с фоновыми почвами. Почвы хронорядов датировались по радиоуглеродным, археологическим и геолого-геоморфологическим данным. Затем устанавливались характерные времена развития профиля почв и скорости основных профилеобразующих процессов.

САМОРАЗВИТИЕ ПОЧВ НА ПЕСКАХ В ГУМИДНЫХ ЛАНДШАФТАХ

Изучению хронорядов подзолистых почв на легких породах посвящены многие работы (Кузнецова, 2000; Aaltonen, 1935, 1939; Burges, Drover, 1953; Crocker Major, 1955; Franzmeier, Whiteside, 1963; Jauhiainen, 1973; Jenny,1941; Lüdi, 1945; Plichta, 1970; Stevens, Walker, 1970; Thompson, 1981). В них охарактеризованы почвы, в основном подзолы, от крайнего севера (Аляска) до

влажных тропических регионов (Австралия). Приводятся данные о том, как быстро появляются почвы, за какое время они достигают стадии зрелости, в какой последовательности развиваются процессы. В ряде работ оцениваются скорости почвообразовательных процессов.

Подобные исследования проводились и в нашей стране (Александровский, 1984; Кузнецова, 2000).

Нами изучены хроноряды песчаных почв на побережье Балтики в Латвии (Слитере) и Эстонии (Ныва), а также в Карелии на северо-восточном побережье Ладожского озера (Уукса) и на северо-западном Онежского озера (Пегрема). Возраст почв определялся по данным радиоуглеродного датирования, по результатам археологических наблюдений и по данным о скорости гляциоизостатического поднятия берегов водоемов.

На Карельском перешейке проанализирован хроноряд почв, сформированных на песчаных береговых валах системы озёр Вуокса. На поверхностях возрастом 110 и 150 лет элювиальная часть профиля (горизонты A1E) имеет мощность 6 см, мощность профиля (A1E+B), соответственно, 25 и 35 см. На поверхности 2300 лет почва зрелая, мощность гор. A1E – 7 см, профиля – 60 см. Фоновая почва 10000-летнего возраста имеет такие же мощности горизонтов.

На северном побережье Ладожского озера (хроноряд Уукса) и северо-западном Онежского озера (Пегрема) мощность элювиальной толщи 4–5 см характерна для всех почв от самых молодых из исследованных – 300 лет до зрелых – более 2000 лет. Не меняется на протяжении хроноряда и мощность профиля. Мощность горизонтов здесь закладывается на начальных стадиях педогенеза.

В северных районах Восточной Европы, в условиях средней и северной тайги, в Финляндии, Карелии и на Кольском полуострове, где распространены сходные маломощные подзолы, горизонты E и Bf обычно закладываются в первые сотни лет на полную мощность. Причём вначале степень выраженности горизонтов слабая (Jauhiainen, 1973; Кузнецова, 2000). Затем идет усиление элювиально-иллювиальной дифференциации профиля за счет наполнения оксидами R_2O_3 горизонта Bf, но мощности профиля и горизонтов не меняются, а в отдельных случаях мощность горизонта A2 может даже со временем несколько уменьшиться (Aaltonen, 1939). Саморазвитие характеризуется как простое (рис. 5а); частные профили – гумусовый, элювиально-иллювиальный, развиваются относительно независимо и имеют разное характерное время формирования.

В первые десятки лет обычно прослеживается кратковременная стадия с профилем A–C. В появившемся после этого профиле подзола на бедных олигомиктовых песках осветленный горизонт E становится виден раньше, чем Bf, так как для появления отчетливых признаков горизонта Bf, обычно более мощного, чем E, необходимо существенное накопление оксидов железа. На богатых полимиктовых песках сначала появляется горизонт Bf, поскольку здесь накопление педогенных форм Fe_2O_3 идет во всём профиле, а горизонт A1E существенно прокрашен гумусом.

Южнее, на песках в южной тайге и зоне смешанных лесов на Балтийском побережье в странах Прибалтики, в Белоруссии, а также в Польше (Plichta, 1970) развитие подзолов имеет свои особенности. В хроноряду Слитере (Латвия, сосновые леса) мощности изменяются следующим образом.

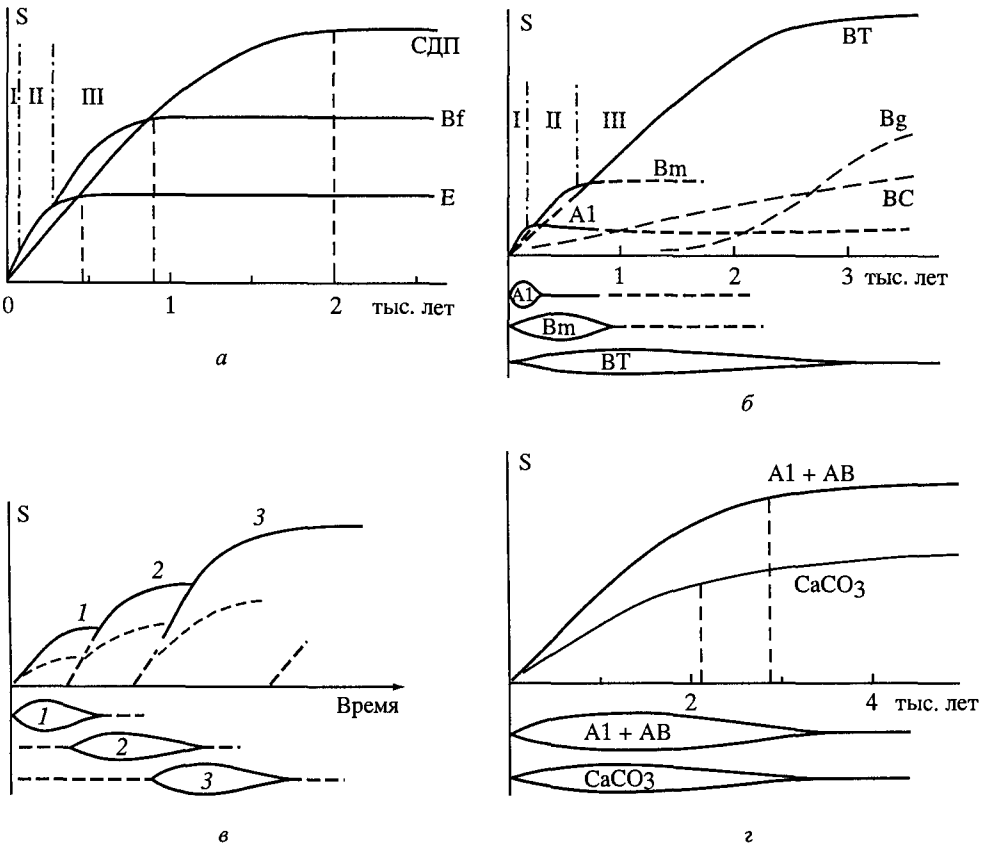


Рис. 5. Саморазвитие профиля почв и основные почвообразовательные процессы:

а – простое развитие подзолов (Карелия): I – профиль A – C; II – профиль E – C; III – профиль A – Bf – C; процессы: E – развитие элювиального (подзолистого) горизонта; Bf – развитие иллювиально-железистого горизонта, СДП – степень развития профиля;

б – простое стадиальное саморазвитие текстурно-дифференцированных почв: I – профиль A – C; II – профиль A – B – C; III – профиль A – EL – Bt; процессы: A1 – развитие гумусового горизонта; Bm – развитие метаморфического горизонта Bm; BT – развитие иллювиального горизонта BT; Bg – образование горизонта B2tg; BC – выветривание силикатов;

в – ступенчатое саморазвитие (сложное, полигенетическое): 1, 2, 3 – последовательно включающиеся процессы;

г – простое саморазвитие чернозёмов: A1+AB – развитие гумусового профиля; $CaCO_3$ – развитие карбонатного горизонта:

сплошная линия – основные профилеобразующие процессы; пунктирная линия – прочие процессы; S – степень развития процесса или свойства; ниже оси времени дана интенсивность процессов

Малоразвитая подзолистая почва (< 50 лет) имеет горизонт A1E – 8 см и профиль – 30 см. Затем обособляется горизонт E, мощность A1E составляет через 500 лет – 6 см, а через 2500, 6000 и 10000 – 8 см. Сумма горизонтов A1E и E меняется по мощности: 500 лет – 11 см, 2500, 6000 и 10000 – 19, 18, 19 см, соответственно; мощность профиля (A1E+E+B): 500 лет – 77 см, 2500 – 150 см, 6000 – 110 см, 10000 лет – 140 см. Сходные скорости развития рассчитаны по данным исследований подзолов под сосновыми лесами на северо-западе Польши (хроноряд Швина; Plichta, 1970). Еще более высокие

Таблица 2

Скорости приращения мощности горизонтов песчаных подзолов Прибалтики на различных этапах развития, см/100 лет

Горизонты \ Время	Первые сотни лет	Сотни лет	Первые тысячи лет	Тысячи лет (зрелая стадия)
Элювиальная часть профиля (А + Е)	0–4 / 1	0–1,5 / 0,5	0–0,8 / 0,2	0
Мощность профиля (гор-ты А1, Е, В)	0–25 / 10	0–5 / 2	0–1,5 / 0,5	0,04 / 0,1

Примечание. Числитель – пределы скоростей; знаменатель – средняя скорость.

темпы развития профиля подзолистых песчаных почв установлены в хронорядy Ныва (Северо-западная Эстония, сосновые леса). За время 50 лет появляются слаборазвитые горизонт Е мощностью 5 см и профиль 28 см, за время 550 лет – достаточно четко выраженные горизонты Е 15 см и Bf 55 см; за время 1100 лет – хорошо развитый профиль: горизонт Е 22 см и гор. Bf 63 см. Более древние почвы данных хронорядов свидетельствуют о существенном замедлении скорости педогенеза (табл. 2).

В целом данные по трем последним хронорядам показывают, что через 1500–2000 лет мощность горизонта А2 достигает 20–25 см, а профиля – 100–120 см, после чего наступает стадия квазиравновесия. Скорость нарастания профиля в первые 50–100 лет составляет 0,4–0,2 см/год, к 300–500 годам она снижается до 0,03 см/год, а после 1000 лет – составляет менее 0,01–0,02 см/год. Накопление гумуса в метровом слое идет до 500–1000 лет со средней скоростью 3 г/м² в год, затем скорость снижается до 0,3 г/м². Накопление Fe_2O_3 в профиле замедляется после 2000 (Plichta, 1970) или 5000 лет (Franzmeier, Whiteside, 1963), но может идти в течение всего голоцена относительно равномерно, например, по данным наших исследований, в Прибалтике; при этом скорость процесса составляет 0,1 г/м² в год, и только в первые 50 лет – 0,4 г/м² в год.

Сопоставляя данные о развитии профиля подзолов, можно выделить два региона. В северном, охватывающем таежно-лесные территории с маломощными подзолами (Карелия, Финляндия), этап саморазвития почв делится на две самостоятельные стадии: а) короткая стадия роста профиля (до 300 лет) и б) более длительная стадия его дифференциации (300–2000 лет). Южнее (Прибалтика) отмечается единая стадия роста-дифференциации профиля. Затем наступает характерная для обоих регионов стадия квазиравновесия, в пределах которой изменение мощности горизонтов и степень их выраженности невелики и не превышают пространственной неоднородности почвенного покрова. Хотя и на этой стадии могут постепенно изменяться некоторые свойства почв.

Анализ литературных данных показывает, что указанные различия в развитии профиля подзолов и подзолистых иллювиально-железистых песчаных почв имеют зональную природу. Первый регион охватывает обширные районы севера с маломощными профилями (элювиальная часть профиля менее 10 см), второй – средние широты (элювиальная часть профиля

15–30 см) (Александровский, 1983; Дюшофур, 1970; Кузнецова, 2000; Aaltonen, 1939; Crocker, Major, 1955; Franzmeier, Whiteside, 1963; Jauhiainen, 1973; Plichta, 1970; Stevens, Walker, 1970).

Во влажных субтропиках и тропиках процесс нарастания мощности песчаных подзолов на рубеже 1500–2000 лет не останавливается, идет в течение всего голоцена и скорость его существенно выше, чем в умеренном поясе. В результате через 2100 лет после начала педогенеза мощность горизонта Е составляет около 45 см, В – 65 см, а через 4200 лет: Е – 65 см, Bf – 130 см и более (Burges, Drover, 1953); на плейстоценовых песчаных поверхностях отмечены многометровые мощности горизонта Е (А2) (Thompson, 1981).

Химические анализы показывают постепенное увеличение степени дифференцированности профиля (см. рис. 5) Характерно накопление Fe_2O_3 в профиле. Например, в ряду Швина за 2900 лет накопились 645 г/м² подвижного Fe_2O_3, гумус, азот (Plichta, 1970). Гумус в верхнем горизонте стал более гуматным, увеличилось отношение C/N, запасы $C_{орг}$ возросли с 0,75 до 2,6 кг/м². В других случаях содержание гумуса устанавливается в состоянии равновесия через 100–400 лет после начала почвообразования. Накопление $C_{орг}$ в рядах Минвату и Ю. Мичиган (Syers et al., 1970; Olson, 1958) в первые 50 лет идет со скоростью 30–40 г/м² в метровом профиле в год, затем до 500 лет скорость составляет 6–10 г/м² в м/год (Минвату–Ю. Мичиган) и 4,5 г/м² в 0,5 м/год (ряд Калайоки) (Jauhiainen, 1973). На зрелой стадии скорости снижаются – 0,35 (Калайоки).

РАЗВИТИЕ МУЛЛЬ-АЛЬФЕГУМУСОВЫХ (ГОРНО-ЛУГОВЫХ) ПОЧВ

Развитие этих почв исследовано на примере хроноряда почв Безенгийской долины в высокогорьях Северного Кавказа (Александровский, 1988; Серебрянный и др., 1989).

Ранее, в результате исследований хронорядов в Приэльбрусье (Геннадиев, 1978, 1990) были выявлены многие важные пространственно-временны́е закономерности формирования горно-лесо-луговых почв. В частности, была обнаружена неравномерность ряда процессов их развития.

В исследованном нами районе наблюдается постепенное равномерное нарастание гумусового и иллювиально-железисто-гумусового горизонтов и накопление железа в горизонте Bfh до зрелого состояния на рубеже около 2000 лет. Следовательно, для данных почв, как и для подзолов Прибалтики, характерна единая стадия роста-дифференциации профиля. Затем, до 5000 лет (наиболее древняя почва данного ряда) почвы находятся в состоянии квазиравновесия. Основными процессами являются: накопление гумуса, протекающее со скоростью около 20 г/м² в год в течение первых 3000 лет, а затем прекращается; внутрипочвенное оглинивание, скорость которого максимальна в первые сотни лет – 70 г/м² в год, а в интервале 1000–3000 лет снижается до 25 г/м² в год; Al–Fe-гумусовое иллювиирование; суспензионный перенос, признаки его появляются на рубеже около 1000 лет после накопления достаточного количества глины. Саморазвитие характеризуется как простое. Итак, в высокогорьях Большого Кавказа реализуются разные модели развития почв, как сложные (Геннадиев, 1990) так и простые.

НАПРАВЛЕННОСТЬ И СКОРОСТЬ ПРОЦЕССОВ ТЕКСТУРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Данные процессы определяют строение профиля многих почв (подзолистые, дерново-подзолистые, серые лесные, бурые лесные оподзоленные, глее-элювиальные, черноземы оподзоленные и другие).

На примере почвенных хронорядов видно, что развитые текстурно-дифференцированные почвы в пределах умеренного пояса формируются относительно быстро: за 2500 лет (Parsons et al., 1962), 5000 лет (Дюшофур, 1970), 4000 лет (Bork, 1983). В тропических широтах процесс проникает на большую глубину и поэтому идет значительно дольше (Боул и др., 1977).

Гипотеза педогенного происхождения таких почв, детально рассмотренная В.Д. Тонконоговым (1999), поддерживается большинством исследователей. Вместе с тем существуют представления о том, что текстурная дифференциация имеет не почвенное происхождение, а унаследована от доголоценового этапа развития профиля (D. Kopp, 1969; Соколов и др., 1984; Макеев, 1984; Гугалинская и др., 1990). Это дает повод более детально проанализировать процессы формирования данных почв на основе привлечения результатов специальных методов исследования.

Нами развитие текстурно-дифференцированных почв изучалось на молодых насыпях, древних курганах и оборонительных валах возрастом от десятков до 5000 лет в южной тайге и широколиственных лесах (Александровский, 1984в, Александровский, Бирина, 1987; Александровский, Таргульян, 1989; Alexandrovskiy, 2000). Изучались и почвы на голоценовых террасах.

Установлено, что текстурно-дифференцированный профиль воспроизводится в условно моногенетической модели развития за 2,5–3 тыс. лет (рис. 6). И проходит через следующие стадии: 0–10(15) лет – формируется профиль O–C или AO–C мощностью 0,5–5 см; 30–50 лет – профиль O(AO)–A1–A1C–(Bm)–C мощностью до 15 см; 70–140 лет – O(AO)–A1B–Bmt(Bt)–C мощностью до 25 см, часто иллювиальный горизонт появляется раньше элювиального; 150–500 лет – мощность элювиальной толщи может достигать 10–15 см, горизонта Bt – 30–50 см; 800–1000 лет – отмечено появление хорошо дифференцированных профилей O(AO)–ELA1–ELB–Bt–(Bca) с горизонтами EL мощностью до 20 см, Bt – до 70 см. При этом на лёссах и покровных суглинках скорость текстурной дифференциации значительно выше, чем на моренах. Выявляются региональные различия: в Подмосковье скорость данного процесса ниже, чем в Прикарпатье, Предкавказье и на Средней Волге. На поверхностях 1500–2000 лет развитие текстурно-дифференцированного профиля почв продолжается, и почвы приближаются по мощности к фоновым, а на поверхностях 2500–3000 лет они часто уже не отличаются от фоновых.

Общая последовательность процессов в развитии профиля ТДП следующая:

1) усадка почвенной массы, образование подстилки (первые годы);

2) зоотурбации и копрогенное гумусообразование, абиогенное и биогенное оструктуривание – первые десятки лет;

3) зоо- и фитогенное гумусонакопление (максимальная скорость в интервале 100–300 лет), структурная переорганизация, гомогенизация исходной неоднородности почвенной массы;

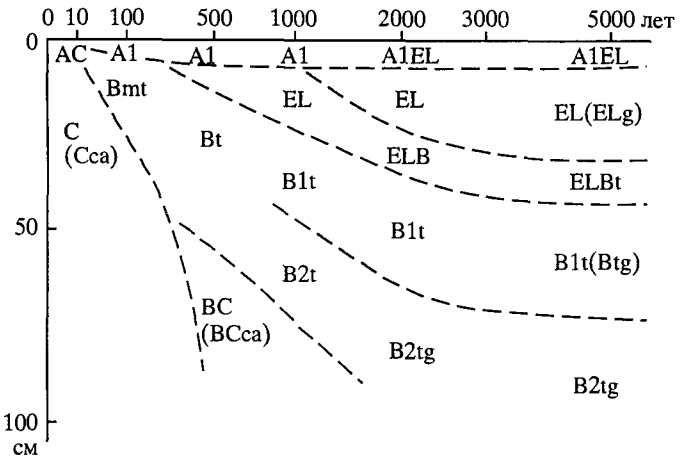


Рис. 6. Развитие горизонтов текстурно-дифференцированных почв (в логарифмической шкале времени)

4) выщелачивание и глубокое переоструктуривание (трещинно-призматическое и ореховатое) – интенсивное развитие в интервале 100–1000 лет;

5) лессиваж и текстурная дифференциация – начало в 100-летних почвах, максимальная скорость в интервале 1000–2000 лет, обособление водоупорного Bt и создание условий для поверхностного оглеения;

6) поверхностный глей, очистка поверхностей силикатов, гумусовый и фитогенный гидролиз тонких фракций.

В развитии текстурно-дифференцированных почв выделяются горизонты и признаки с разной историей и длительностью "жизни" (Александровский, Таргульян, 1989): эфемероиды – коротко живущие горизонты (AC, OC) и временно живущие горизонты (Bm, Bmt, A1B, Bca), характерные для первых стадий развития профиля (0–150 лет), в это же время появляются быстро созревающие и долгоживущие горизонты (O, AO, A1). На стадии возникновения текстурно-дифференцированного профиля (150–1000 лет) появляются медленно созревающие горизонты A1EL, ELBt, B. На стадии развития текстурно-дифференцированного профиля (1000–3000 лет) появляются определяющие его строение медленно созревающие (вторичные) горизонты EL и Bt, а затем ELg и Btg, которые входят в режим квазиравновесия с факторами среды (табл. 3, рис. 7).

Приведенные скорости процесса выноса ила (лессиважа) 0,5–1 г/м^2 в год (см. табл. 3) выше, чем установленные И.В. Ивановым (1989) для чернозёмов – 0,2 г/м^2 год. Они являются максимально высокими для текстурно-дифференцированных почв умеренного пояса, причем столь же высокие скорости отмечены нами на Северном Кавказе. Для данных почв, как и для песчаных подзолов, наблюдается более высокая интенсивность процесса элювиально-иллювиальной дифференциации и более высокая мощность элювиальной толщи на юге ареала их распространения.

Вместе с тем по длительности (характерному времени) развития зональных различий не наблюдается, на юге – в Прикарпатье и на Северном Кавказе мощные текстурно-дифференцированные профили формируются за те

Таблица 3

Изменение свойств почв и скорость процессов по данным изучения хроноряда текстурно-дифференцированных почв из Прикарпатья

Возраст, лет	10	35	100	500	1000	2000–3500	(10 000)
Мощность профиля (A + B), см			5–10	50–70	85	до 150	>160
Мощность элювиальной толщи, см			5	16–20	20	30–35	30–40
Плотность в горизонте B, г/см^3			0,9–1,0		1,1–1,3	1,35–1,55	
pH водный в горизонтах A1, A1EL, EL		5,2–7,3	4,0–6,7		3,8–6,2	4,3–5,5	4,5–5,5
Гумусонакопление, г/м^2 в год	7 / 0,7		70 / 0,7	90 – 100 / 0,12(0,04)		100 / 0,04(0)	100 / 0,01(0)
Лессиваж, г/м^2 в год		40 / 1,1		300 – 700 / 0,67(0,63)		800 – 2000 / 0,51(0,45)	2000 – 2500 / 0,22(0,11)
Вынос $CaCO_3$, г/м^2 в год		30 / 0,9		700 – 1000 / 1,1			

Примечание. Числитель – объем накопленного или вынесенного вещества в т/га; знаменатель – скорость накопления или выноса в т/га/год (в скобках – приращение скорости по сравнению с предыдущим хроносрезом).

же 2–3 тыс. лет, что и значительно менее мощные почвы средней полосы и севера[1]. Такие высокие темпы протекания процесса характерны для почв на лёссах и покровных суглинках. При близком подстилании карбонатными, моренными и другими "богатыми" породами, снижающими интенсивность текстурной дифференциации, более активно протекает гумусонакопление. Например, при близком подстилании почвы богатой мореной (Подмосковье) скорость выноса ила нередко снижается в 3–4 раза. В результате этого характерное время формирования текстурно-дифференцировнного профиля (Подмосковье) увеличивается с 2500–3000 лет до 5000 и более. Влияние крабонатных пород (Северный Кавказ) и пермских красноцветов (Средняя Волга) еще сильнее.

Косвенное влияние на проявление текстурной дифференциации оказывает гумусовый профиль, который часто маскирует элювиальный горизонт. Скорость аккумуляции гумуса на Среднем Урале в пределах подзоны дерново-подзолистых почв в первые десятки лет – 1,3, в последующие 400 лет – 0,1, а в следующие 10 000 лет – 0,004 т/га в год (Александровский, Чугунова, 1981). В результате накопления тёмного гумуса белёсый элювиальный горизонт EL (A2) нередко долго (иногда более 500 лет) не виден и появляется существенно позже горизонта Bt. Тем не менее процесс текстурной дифференциации идет достаточно интенсивно, причем скорость выноса как в Прикар-

[1] Характерное время развития ТДП увеличивается южнее во влажных тропиках.

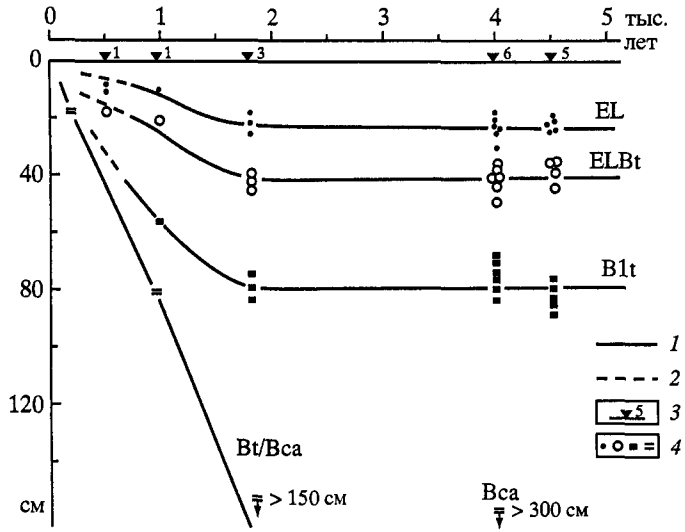


Рис. 7. Изменение мощности горизонтов текстурно-дифференцированных почв на западе Украины:

1 – нижняя граница горизонтов; 2 – то же, слаборазвитых горизонтов; 3 – положение исследованных датированных поверхностей на шкале времени и количество изученных объектов данного возраста; 4 – глубина горизонтов в отдельных разрезах

патье (см. табл. 2), так и в других регионах Восточной Европы максимальна в первые десятки-сотни лет.

Исследование методом дневных хронорядов показывает, что развитие дерново-подзолистых почв на покровных суглинках проходило относительно равномерно, без заметных скачков. Саморазвитие может быть охарактеризовано как стадиальное, но относительно простое (см. рис. 5б), что обусловлено, с одной стороны, независимым развитием частных профилей, с другой стороны, существенно разным характерным временем их появления. На карбонатных породах имеет место длительное торможение процесса текстурной дифференциации и формирование дерново-карбонатных почв (рендзин). Возможно ступенчатое (термин Н.А. Караваевой, 1982) саморазвитие почв на карбонатных породах (см. рис. 5в). Примеры такого развития, основанные на результатах сравнительно-географических исследований, приведены в работе А.А. Роде (1947).

В связи с вышесказанным большой интерес представляет история текстурно-дифференцированных почв лесостепи и прилегающих к ней районов лесной зоны. В профиле серых и темно-серых лесных почв процесс текстурной дифференциации виден уже́ на первых стадиях развития. Однако из-за интенсивного развития гумусо-аккумулятивного процесса для них характерно морфологическое запаздывание в появлении горизонта EL (на 500 лет и более), тогда как иллювиальный горизонт появляется значительно раньше. Характерное время развития данных почв, сходное с дерново-подзолистыми, – около 2–3 тыс. лет. Также отметим, что развитие таких почв на покровных суглинках и лёссах, несмотря на длительную морфологическую маскировку элювиального горизонта, характеризуется как относительно равномерное.

Большое значение в развитии почв рассматриваемых территорий имели изменения природной среды. Нами установлено широкое распространение явлений эволюции черноземов в текстурно-дифференцированные почвы в относительно недавнее время (Александровский, 1988). Следовательно, на значительных территориях современные дерново-подзолистые и серые лесные почвы сформировались лишь в позднем голоцене. Степень дифференцированности почв этих территорий зависит от длительности лесной стадии. Там, где последняя достигает 2–3 тыс лет, такие позднеголоценовые текстурно-дифференцированные почвы практически не отличаются от полноголоценовых (более подробно см. ниже). В пределах рассматриваемой территории есть также текстурно-дифференцированные почвы, которые развивались в течение всего голоцена под лесной растительностью. Относительно почв этой переходной полосы имела место длительная дискуссия, начавшаяся вслед за появлением работ С.И. Коржинского (1887, 1891). Причем рядом исследователей признание возможности превращения черноземов в серые лесные почвы рассматривалось как противопоставление генетической самостоятельности серых лесных почв (Тюрин, 1939; Роде, 1947). По нашему мнению, если имеются серые лесные почвы, и образованные из черноземов, и полноголоценовые, то уже можно считать их генетически самостоятельными, не являющимися лишь переходной стадией эволюции от черноземов к подзолистым почвам.

РАЗВИТИЕ ПРОФИЛЯ ЧЕРНОЗЁМОВ

Важнейшее место среди почв степи и лесостепи занимают черноземы. Именно на примере черноземов В.В. Докучаевым (1883) были выявлены закономерности развития почв. В частности, им было установлено, что почвы развиваются неравномерно: "...мощность почвы и ее гумусность увеличиваются ... замедляющимся образом". По данным исследований многих авторов, установлены особенности и стадии развития профиля черноземов и других степных почв (Маданов и др, 1967; Геннадиев, 1990; Лисецкий, 2000).

Почвы прерий, моллисоли включают многие разновидности, сходные с черноземами и каштановыми, в том числе файозёмы (выщелоченные черноземы с явлениями побурения). Они интенсивно перерабатываются червями и грызунами гомогенизирующими профиль почвы.

Почвы степей жаркого климата большей частью полигенетичны. Их возраст более 10 тыс. лет, поэтому в профиле присутствуют признаки, унаследованные от этапов формирования в доголоценовое время. Эти почвы сходны с черноземами по наличию мощного гумусового горизонта, но отличаются красной окраской. Так, в Австралии около Мельбурна на высокой древней террасе (70 тыс. лет) обнаружена степная красно-бурая почва, а на молодой голоценовой террасе – чернозём (Боул и др., 1977).

Характерное время и скорость формирование профиля черноземов из породы изучались авторами на примере почв, сформированных на разновозрастных насыпях возрастом от 10–15 до 4000 лет в Центральночернозёмном районе в Поволжье и Предкавказье (рис. 8).

В районе Куликова поля (верховья р. Дон, северная лесостепь) в настоящее время распространены черноземы и темно-серые лесные почвы, но на

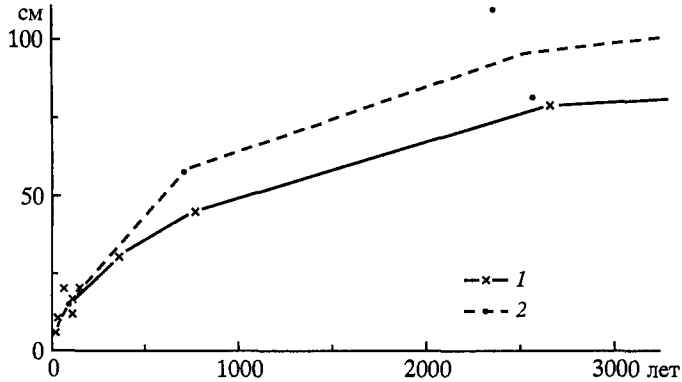


Рис. 8. Увеличение мощности гумусового профиля черноземов (сумма горизонтов A1+AB(+BA)):

1 – центральная лесостепь; 2 – Предкавказье

молодых отвалах, насыпях и курганах почвообразование идет по черноземному типу. Мощность прогумусированой толщи (сумма горизонтов А + АВ) на самой молодой из исследованных поверхностей 40 лет составила 20 см (или 20% мощности фоновой почвы). На поверхностях большего возраста мощности оказались следующими: 12 см/100 лет (22% от фона), 17 см/100 лет (17%), 20 см/125 лет (20%), 25 см/300 лет (33%); 30 см/800лет (40%); 45(50) см/800 лет (47%). Южнее, в южной лесостепи (район Курска и Воронежа) получены такие данные: 6 см за 15 лет (8%), 80 см/2600 лет (100%), а на Северном Кавказе: 15 см/100 лет (17%); 65 см/700 лет (100%)[2], 100 см/1800 лет (60%); 110 см/2500 лет (73%). По мощности гумусового профиля черноземы 2500–2600-летнего возраста близки к фоновым (73–100%), а еще более древние, сформированные на курганах бронзового века (3–4 тыс. лет), почти не отличаются (93–100%) от фоновых 10 000-летних.

На первых стадиях развития профиль почвы маломощный, часто с высоким содержанием карбонатов, что зависит от состава исходной насыпи. Черноземами эти слаборазвитые почвы назвать еще нельзя, но по многим морфологическим признакам и физико-химическим свойствам заметно, что их профиль развивается по черноземному типу. В пределах каждого изученного хроноряда почв выявлено постепенное увеличение мощности гумусового горизонта, выщелачивание карбонатов и формирование горизонта Вса.

Следует отметить, что курганы, валы и другие насыпи, на которых формируются почвы хронорядов, представляют собой положительные элементы рельефа. Во многих случаях на вершине профиль почвы по сравнению с фоном укорочен, гумуса меньше, карбонаты выщелочены слабее. Отчасти это объясняется эрозией, которая, однако, интенсивна на первых этапах существования насыпи, а затем в естественных условиях резко ослабевает или прекращается. Кроме того, в значительной степени это обусловлено ксероморфностью условий почвообразования на вершине по сравнению со склоном и его подножием. Данное явление связано с перераспределением влаги

[2] В данном случае фоновая почвы относительно маломощная, что связано с большим залеганием грунтовых вод.

по катене, но также и с тем, что насыпи, особенно на первых стадиях существования, отличаются более рыхлым сложением по сравнению с фоном (по результатам определения объемной плотности).

Вот почему скорости процессов, установленные по данным изучения почв курганов и отвалов, являются несколько заниженными. Нами этот факт учитывался, почвы исследовались по всей катене, и для вычислений скоростей выбирались почвы не из привершинной части насыпи, а со склонов. Поэтому отклонение полученных расчетных величин от реальных скоростей, по нашему мнению, невелико. Тем не менее реальные скорости в некоторых случаях несколько больше по сравнению с приведенными ниже.

С учетом всего сказанного рост профиля (горизонты А + АВ) можно оценить следующим образом: через 15 лет после начала почвообразования мощность составляет 8% от таковой фоновой почвы, через 100 лет – 20%, через 800 лет – 50%, 2000–4000 лет – 70–100% (см. рис. 8). Сходные тенденции обнаруживаются в других регионах чернозёмной зоны (Лисецкий, 2000).

При оценке скорости развития профиля чернозёмов важно знать не только средние скорости, но и скорости приращения их мощности. В первые десятилетия после начала почвообразования скорости роста почв достигают 4–5 мм/год[3]; через 100 лет они снижаются до 1,5 мм/год (скорость приращения 1,3 мм/год); через 800 лет – до 0,6 мм/год (средняя скорость), а скорость приращения до 0,4 мм/год. В следующие 2000 лет средняя скорость составляет 0,3–0,4 мм/год (скорость приращения 0,2–0,25 мм/год). Затем скорость приращения ничтожна – менее 0,05 мм/год. На Кубани скорости несколько выше: в среднем увеличение мощности сверхмощных чернозёмов за 3000 лет составляет 0,5 мм/год.

Средняя скорость прироста гумусового профиля чернозёмов обыкновенных Украины за последние 3000 лет равна 0,24 мм/год, для чернозёмов южных – 0,20 мм/год (Лисецкий, 2000). Максимальные скорости роста гумусового горизонта при эволюционных изменениях чернозёмов во второй половине голоцена составили 0,3 мм/год (Иванов, 1992). Средние же скорости роста чернозёмов менялись от 7 до 30 мм/100 лет, составляя в среднем 10 мм/100 лет. На основе этого средняя величина допустимой эрозии для степных почв оценивается величиной не более 0,1 мм/год или 1,1 т/га в год (Иванов, 1989).

Вторым по важности профилеобразующим процессом для чернозёмов является формирование карбонатного горизонта. Скорости выщелачивания карбонатов при формировании чернозёмов сходны с таковыми формирования гумусового профиля. Они максимальны на первых стадиях развития профиля: в чернозёмах типичных за первые 300 лет выщелачивание проходит со скоростью около 1 мм/год, за 2500 лет – 0,15 мм/год. При эволюционных изменениях степных почв в течение второй половины голоцена максимальные скорости миграции карбонатов были около 0,7 мм/год (Иванов, 1992), что для толщи 1 м составляет 15–30 г/м^2 в год. При орошении скорости выноса карбонатов выше – 140 г/м^2 в год (за 46 лет орошения) (Иванов, 1989).

---

[3] По мнению Ф.Н. Лисецкого (устное сообщение) подобные высокие скорости формирования гумусового горизонта характерны только для самых первых стадий развития почвы из породы; в это время мощность гумусового горизонта еще очень мала, содержание гумуса невелико. Поэтому данные значения скорости развития гумусового горизонта нельзя применять для расчета допустимой скорости эрозии на пашне. Таковые должны быть на уровне 0,2–0,25 мм/год.

В исследованных нами разновозрастных сверхмощных черноземах Кубани интенсивность миграции карбонатов значительно выше: за первые 5000 лет голоцена из почвенного профиля мощностью более 1 м выщелочилось 30 кг/м² $CaCO_3$, за последующие 2500 лет – 70 кг/м², а за последние 2500 лет – 140 кг/м², при этом скорость составляла, соответственно: 6, 28 и 56 г/м² в год. Следовательно, в данном регионе на позднеголоценовом этапе развития черноземов существенно увеличилась скорость выноса карбонатов (в 9 раз по сравнению с первой половиной голоцена), что скорее всего связано со значительным увеличением гумидности климата в позднем гоцене. Также этому способствовало появление лесной растительности в отрезки времени с наиболее влажным климатом в течение последних 3500 лет.

Столь же высокие темпы выщелачивания карбонатов в почвах лесной зоны. Так, в текстурно-дифференцированных почвах Прикарпатья за последние 1000 лет скорость процесса составила 0,9 мм/год или 85 г/м² в год. В дерново-подзолистых почвах Средней Волги (район Чебоксар) средняя скорость процесса за 4000 лет составила 0,5 мм/год или 35 г/м² в год, т.е. существенно выше, чем за тот же период в черноземах Поволжья (0,1 мм/год).

Воднорастворимые соли, включая гипс, в отдельные этапы голоцена вымывались со скоростью 1,2–1,9 мм/год, поднимались – 1,5 мм/год. В двухметровом слое черноземов скорость аккумуляции гипса – до 12 г/м², суммы солей – 6 г/м² в год; вынос гипса – 20–30 г/м², суммы солей – 12–17 г/м² в год, т.е. существенно меньше скоростей при промывках или вторичном засолении почв (Иванов, 1989).

Скорости выноса ила в черноземах несолонцеватых обыкновенных и лугово-черноземных почвах составляют 17 г/м² средняя в год и 93 г/м² максимальная (Иванов, 1989).

Саморазвитие черноземов характеризуется практически независимым развитием частных профилей (гумусового, карбонатного) по логарифмическому (экспоненциальному) закону (см. рис. 5г). Оно относится к разряду наиболее простых типов развития почв, так как в отличие от ступенчатого саморазвития, собственно эволюции (метаморфоза) и др., профиль почвы на всем протяжении саморазвития имеет однотипное строение.

ТУРБАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ПОЧВ

Развитие профиля почв in situ осложняется разнообразными процессами перемешивания почвенной массы (педотурбациями). Выделяются крио-, фито-, зоо- и другие турбации. Они заметно различаются по характеру пространственно-временны́х проявлений. Перемещения, связанные с набуханием и усыханием глин, криотурбации, фитотурбации при вывалах деревьев и т.д. проявляются локально и "импактно", в виде редких явлений, нарушающих нормальную стратификацию профиля почвы. После этого под действием почвенных процессов профиль восстанавливается. Перечисленные турбационные процессы во многом напоминают процессы геологические, например оползневые, эоловые, флювиальные, хотя дальность переноса почвенной массы здесь не такая большая.

Иной, "профилеформирующий" характер имеют процессы зоотурбации, которые протекают равномерно и нередко с одинаковой скоростью на боль-

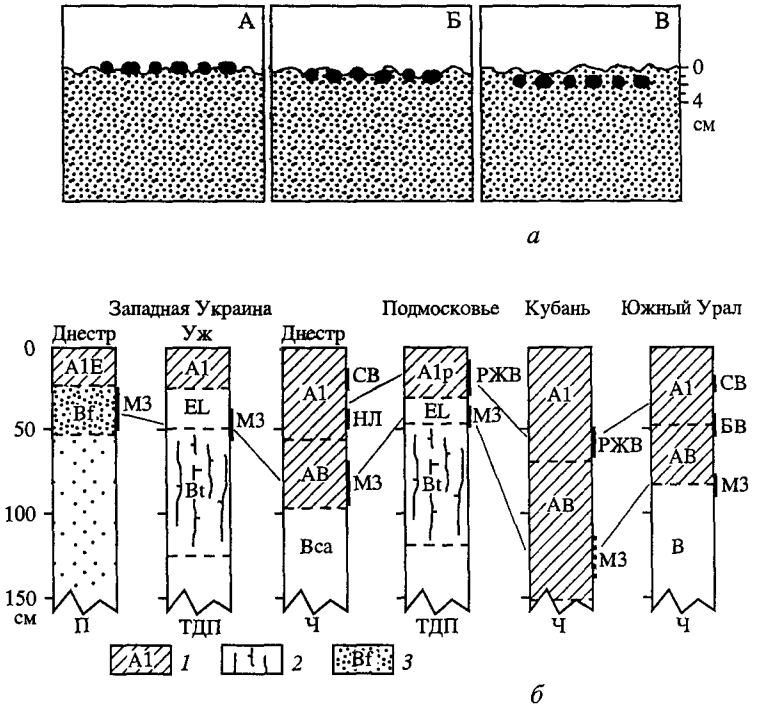


Рис. 9. Зоотурбационное погружение крупнозема в профиле почв:

а – погружение гравия в профиле серой лесной почвы: А – в начале эксперимента; Б – через 4 года; В – через 7 лет после начала эксперимента; *б* – глубина погружения артефактов в почвах разного генезиса: П – подзолистая песчаная; ТДП – текстурно-дифференцированная суглинистая; Ч – чернозем. Археология: СВ – средневековье; РЖВ – ранний железный век; БВ – бронзовый век; НЛ – неолит; МЗ – мезолит. 1 – Гумусовый горизонт А1; 2 – иллювиальный горизонт текстурно-дифференцированных почв; 3 – иллювиальный горизонт песчаных почв

ших территориях. Они исследованы нами на примере почв степи, лесостепи и лесной зоны. Почвенная фауна (дождевые черви, грызуны-землерои и др.) выносит на поверхность большое количество мелкозема – до 100 т/га в год материала нижних горизонтов (Johnson, 1990). Скорость развития гумусового горизонта высока: 33 см за первые 400 лет (Боул и др., 1977). В результате их суммарной деятельности составляет слой до 3 мм/год (Дарвин, 1882; Дмитриев, 1988). С течением времени формируется слой перемещенного биотой мелкозема – биомантия (Johnson, 1990).

В эксперименте, заложенном нами в Тульской области, тонкий слой мелкого гравия, помещенный на поверхность серой лесной почвы, через 4 года оказался частично погребенным под копролитами червей. Через 7 лет он был полностью погребен под копрогенным слоем 1,5–2 см (рис. 9а). Более древние археологические метки оказываются погруженными на большую глубину: 180 лет – 10 см; 450 лет – 15 см; 1000 лет – 20–25 см; 2400 лет – 25–35 см; 5000 лет – 30–50 см. Мезолитические артефакты начала голоцена погружены на глубину 70–100 см в черноземах и на 35–60 см в серых лесных почвах Западной Украины (Александровский, Мацкевой, 1989).

Таблица 4

Скорость процесса погружения артефактов в результате зоотурбаций (мм/год)

Интервал, лет / Почва	Скорость процесса	0–10	10–100	100–1000	1000–2500	2500–5000	5000–10000
Серая лесная	средняя	2	0,7	0,22	0,12	0,08	0,05
	приращение	–	0,56	0,16	0,053	0,04	0,02
Чернозем	средняя	3,5	1,2	0,35	0,2	0,13	0,085
	приращение	–	0,94	0,26	0,1	0,068	0,036

Следует различать хаотические и направленные турбации. Зоотурбации в отличие от турбаций, возникающих при крио- и слитогенезе, имеют значительно более четкую составляющую с направленным движением почвенной массы на поверхность почвы и равномерным распределением выносимого материала по площади. Вынесенный на поверхность зоотурбационным путем мелкозем вовлекается в почвообразование и служит источником увеличения мощности гумусового горизонта. Интенсивность процесса зависит от величины продукции биомассы и положительно связана с мощностью гумусового горизонта. Процесс протекает непрерывно с замедлением во времени и приводит к постепенному погружению поверхностных горизонтов почв, археологического материала и всего крупнозема почв в мелкоземе (табл. 4). Наряду со средней скоростью за время с начала попадания артефакта на поверхность почвы, в таблице указано её приращение за время интервала между соседними точками хроноряда. Видно также, что и средние скорости погружения, и их приращение годами замедляются.

Крупнозём и археологический материал постепенно скапливается у нижней границы турбируемой толщи на характерной глубине для каждого типа почвы. Сейчас на этой глубине чаще всего находят артефакты мезолита (см. рис. 9). Характерный период процесса 5–10 тыс. лет. Особенно четко направленное и замедляющееся течение процесса проявляется в результате деятельности червей (в лесных регионах), тогда как деятельность грызунов-землероев (в степях) приводит не только к равномерному погружению археологических находок, но может хаотически перемещать некрупные артефакты. Вследствие направленного зоотурбационного процесса формируется пыльцевой, археологический, радиоуглеродный и другие специфические профили почв.

Важно сопоставить проявления процессов направленной зоотурбации с седиментационными. Имеются предположения о непрерывном геологическом осадконакоплении, вызывающем рост почвы вверх (Герасимов, 1969). Однако нивелировки подкурганных почв показывают стабильность поверхности почвы на протяжении последних 5000 лет (Золотун, 1974в): неизбежное при седиментации нарастание поверхности почв, окружающих курганы, относительно подкурганной поверхности, нивелировками не выявляется. Следовательно, только зоотурбационная гипотеза объясняет оба факта: стабильность поверхности почвы и погружение в ней артефактов (Александровский, 1984а, 2003; Александровский, Мацкевой, 1989).

Склоновые и аллювиальные процессы могут способствовать нарастанию поверхности почвы, что иногда отмечается при сопоставлении с под-

курганными поверхностями, но эти процессы, в отличие от зоотурбационных неравномерны и проявляются локально.

Итак, процесс направленной зоотурбации отличается от седиментационных процессов широким (площадным) распространением и равномерностью скоростей по площади (в масштабах времени $>n \cdot 10^2$ лет).

При переходе от среднего голоцена к позднему в связи с увлажнением климата возросла интенсивность зоотурбационного процесса и мощность гумусового горизонта черноземов. Традиционному объяснению увеличения мощности горизонтов ростом почвы вглубь (в таком случае нижняя часть прогумусированной толщи должна быть молодой – позднеголоценовой) противоречит факт нарастания ^{14}C возраста гумуса с глубиной и наличие дат до 7–9 тыс. лет в нижней части гумусового профиля. Зоотурбационная гипотеза хорошо объясняет подобные факты.

Турбационные процессы следует учитывать не только при изучении генезиса, но и эволюции почв. Деятельность почвенной фауны, интенсивность вывалов деревьев, характер мерзлотных процессов зависят от изменений климата. Однако данных о таких изменениях пока мало.

СКОРОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗНЫХ МОДЕЛЯХ ПЕДОГЕНЕЗА

Выше были рассмотрены закономерности развития почв и скорости почвообразовательных процессов, которые идут в условиях нормальной модели педогенеза. Это основная модель развития почв, действующая в условиях стабильного положения поверхности. Большой интерес для исследования скорости процессов представляют турбационная (имеется в виду процесс направленной зоотурбации), седиментационная и денудационная модели.

Отметим, что возраст почв (возраст-длительность), первый из основных временны́х параметров развития почв, в основном определяется возрастом поверхности и, следовательно, имеет геоморфологическую природу. Наоборот, два других параметра – скорость процессов и характерное время – имеют почвенную природу. Причём указанные параметры существенно различаются для почв, развивающихся в нормальной, денудационной, седиментационной и турбационной моделях.

Скорость процессов в нормальной модели развития почв

Условием для развития почвы в данной модели является её стабильная поверхность. Профиль развивается вглубь, минуя ряд стадий, характерное время которых различается по типам почв (табл. 5).

Хроноряды почв демонстрируют важную черту педогенеза – достаточно строгую выдержанность скорости процессов и длительности прохождения этапов развития почвы от начальной стадии до зрелого состояния профиля на протяжении времени до 2 тыс. лет. Это отличает процессы педогенеза от седиментационно-денудационных, биотических, гидролого-климатических и других ландшафтообразующих процессов и явлений, для которых в большей степени характерна разноскоростность. Такая детерминированность позволяет по степени развития профиля почвы (при прочих равных условиях – породы, рельеф, биота) определять возраст почв и геоморфологической поверхности.

Таблица 5

Характерное время развития почв

Почва	Характерное время стадий, лет		
	появление профиля A–C	появление диагностических горизонтов	зрелый профиль
Тундровые глееземы	10	10–20	200
Подзолы песчаные E(A2)–Bf	20	50–100	1500
Дерново-подзолистые суглинистые EL–Bt	10	100–500	2500–3000
Серые лесные A1El–Bt	5–10	300–700	3000
Черноземы A1–Bca	5	100–200	2500–3000
Каштановые	10	100–200	1500–2000
Солонцы EL–Bt	10	100–200	1000–2000

Скорость частных процессов продемонстрирована на примере хроноряда почв Прикарпатья (см. табл. 3).

Развитие в седиментационной модели

Оно исследовано нами на примере пойменных почв. Исследование стратиграфии, генезиса и возраста палеопочв в пойме Москвы-реки и других рек Русской равнины показало строгую зависимость их генетического профиля от скорости седиментации аллювия. При высокой скорости накопления аллювия почвенные процессы не успевает его перерабатывать; при сильном замедлении седиментации в пойме образуются почвы, сходные с зональны-

Таблица 6

Влияние скорости накопления аллювия на формирование почв и культурных слоев в пойме*

Скорость седиментации	Время, необходимое для форм почвы (характерное время)	Почвы и седименты	Археология
>25 см/100 лет		аллювий	случайные находки
10–25 см/100 лет		седименты с признаками почвообразования	–
3–10 см/100 лет	50–300 лет	кумулятивные (синседиментационные) почвы – дерновые слоистые	культурные слои кратковременных поселений
1–3 см/100 лет	300–1000 лет	хорошо развитые дерновые и луговые почвы	культурные слои долговременных поселений
<1 см/100 лет	>1000 лет	нормальные (зональные) почвы – дерново-подзолистые и черноземные	

* Материалы и методы расчета приведены в разделе "Седиментационная эволюция почв".

ми; при средней скорости – типичные для пойм дерновые и луговые (табл. 6). Для того чтобы такие почвы образовались, нужно для каждой возрастной группы почв своё характерное время.

Знание скоростей и характерных времен развития почв позволяет определять не только возраст почв и поверхностей, но также длительность перерывов в седиментации и скорость последней.

Несомненно, что при эрозии почв степень их развития и тип профиля также тесно связаны со скоростью геологического процесса, в данном случае с денудацией.

Скорость процессов в турбационной модели

По данным исследования уровня залегания в почвах археологических и исторических меток, а также на основании специальных экспериментов установлено, что наряду с хаотическими биотурбациями в почвах под действием почвенной фауны имеет место вековой направленный процесс выноса мелкозёма на поверхность (подробнее явления направленной зоотурбации рассмотрены в предыдущем разделе главы). Скорость процесса, выявляемая по погружению меток, следующая: в серых лесных почвах за первые десятки лет – 2 мм/год; через 1000 лет – 0,22 мм/год и снижается к 10 000 лет до 0,05 мм/год. В чернозёмах, где кроме червей действуют и землерои-млекопитающие, скорость погружения выше (табл. 7).

Мелкозём, вынесенный на поверхность под воздействием накопления гумуса, переоструктуривания, выщелачивания и других процессов достаточно быстро изменяется. Даже крупные выбросы, содержащие материал подгумусовых горизонтов, быстро, в течение нескольких лет или десятилетий, трансформируются и становятся неотличимыми от материала верхнего гумусового горизонта. В результате идущий на поверхности почвы процесс вовлечения в почвообразование дополнительного мелкозёма вызывает увеличение мощности профиля, что со временем приводит к постепенному выхо-

Таблица 7

Сравнение скорости погружения артефактов в результате зоотурбаций и нарастания мощности чернозёмов за счет зоотурбаций

Интервал, лет		0–10	10–100	100–1000	1000–2500	2500–5000	5000–10000
Погружение артефактов	*глубина, см*	*3,5*	*12*	*25*	*35*	*50*	*80*
	средняя скорость, мм/год	3,5	1,2	0,25	0,14	0,1	0,08
	приращение скорости, мм/год	–	0,94	0,14	0,067	0,06	0,06
Зоотурбационный рост чернозема	*мощность, см*	*4*	*15*	*45*	*77*	*84*	*90*
	средняя скорость, мм/год	4	1,5	0,45	0,3	0,17	0,09
	приращение скорости, мм/год	–	1,22	0,33	0,21	0,028	0,012

ду нижней части гумусового профиля за пределы толщи активного накопления гумуса.

На разных этапах развития профиля почвы соотношение между процессами приповерхностного вовлечения мелкозема в почвообразование, погружения крупнозема в мелкоземе и увеличения мощности гумусового профиля различается. В молодых почвах (до 100 лет) темпы всех этих процессов примерно равны. Наиболее заметны результаты деятельности дождевых червей: появляется темный копрогенный слой, резко отличающийся от исходного негумусированного материала.

Большую роль на первых этапах развития профиля играет зоогенная переработка остатков над- и подземных частей растений и их перемешивание с захваченным червями безгумусовым материалом породы. В итоге формируется темный копрогенный слой, лежащий на еще слабо измененном материале породы. Археологический материал при зоогенном погружении располагается в нижней части этого слоя. В более развитых почвах (после 100 лет) черви перемещают на поверхность лишь материал прогумусированной толщи. Поэтому скорость указанных трех процессов, особенно скорость погружения крупнозема, замедляется. На этапе развития профиля, который примерно соответствует интервалу 100–1000 лет, все заметнее становится переходный горизонт, включающий копролиты. Здесь более заметную роль играет обычное гумусонакопление, идущее вглубь и связанное с деятельностью растений (корневой гумус).

В зрелых почвах с мощным гумусовым горизонтом процесс зоотурбации идет по другому. На поверхность в основном выбрасывается материал гумусовых горизонтов и только небольшая его часть служит источником увеличения мощности почвы (горизонты А + АВ). Доля подобных (негумусированных) выбросов невелика, так как главная деятельность землероев сосредоточена в пределах прогумусированной толщи. Погружение меток здесь идет быстрее, чем увеличение мощности гумусовых горизонтов (см. табл. 7, рис. 10). Это связано с тем, что метки залегают на меньшей глубине и мелкозем из под них интенсивнее выбрасывается на поверхность.

В реальности для многих почв характерно развитие одновременно в нескольких моделях. Например, пойменные почвы обычно развиваются при сочетании седиментационной, нормальной и зоотурбационной моделей.

Таким образом, современный почвенный покров Восточной Европы имеет голоценовый возраст. Доголоценовые реликты встречаются редко, чаще в нижней части профиля или за его пределами.

Для наиболее важных почв Восточной Европы в табл. 5 показано характерное время основных рубежей их развития. Время появления профиля А–С у всех почв близкое. Диагностические горизонты, характеризующие генетическую сущность почвы, появляются в разное время, позже всего в профиле серых лесных почв, но в целом значительно быстрее, чем сами профили достигают стадии зрелости. Отметим, что для проведения репрезентативных реконструкций природной среды по палеопочвам нужно, чтобы они имели развитый профиль, но при этом можно использовать почвенные профили, не достигшие зрелой стадии развития. В большинстве случаев почвы возрастом около 500–1000 лет имеют все признаки, характерные для типа почвы.

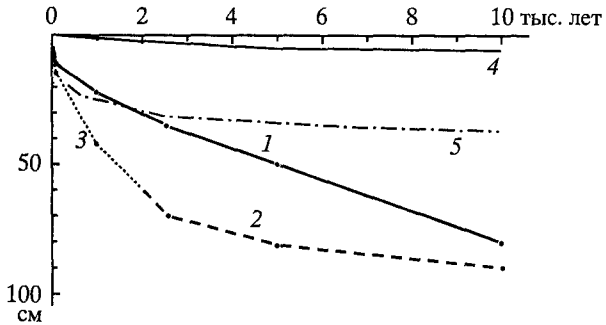


Рис. 10. Скорость погружения археологического материала (*1*) и нарастание прогумусированной толщи черноземов (*2*) под действием зоотурбаций:

в интервале времени до 2000 лет (*3*) нарастание мощности идет в основном под действием комплекса факторов; прогнозируемое погружение артефактов (*4*) и рост чернозема (*5*) при отсутствии зоотурбаций

Приведенные в табл. 5 данные по характерному времени появления признаков профилеобразующих процессов показывают также минимальное время, необходимое для записи почвенной генетической информации.

Характерное время и скорость процессов развития чернозёмов более однородны в пространстве, чем текстурно-дифференцированных почв. Это связано с простой сущностью гумусо-акумулятивного и иллювиально-карбонатного процессов в чернозёмах по сравнению с текстурной дифференциацией, развитие которой в значительной степени зависит от литогенного фактора.

Саморазвитие чернозёмов, частично мулль-альфегумусовых горных почв и песчаных подзолов характеризуется как простое равномерное. Саморазвитие текстурно-дифференцированных почв и большинства песчаных подзолов гораздо сложнее, нередко стадиальное. Оно проявляется в смене первичного гумусо-аккумулятивного профиля на совершенно иной, альфегумусовый или текстурно-дифференцированный.

В целом, лесные почвы отличаются разнообразием скоростей развития профиля, частных профилей и отдельных признаков по сравнению со степными. Это обусловлено большей сопряженностью почвообразовательных процессов в лесных почвах, наличием множества зависимых процессов. Например, иллювиирование начинается после выщелачивания из почвы карбонатов и других компонентов, вызывающих коагуляцию тонких частиц. В степных почвах (чернозёмах, каштановых, солонцах) процессы в основном развиваются независимо друг от друга.

Знания о скоростях развития почвообразовательных процессов ценны для определения возраста курганов и валов, не имеющих археологического материала, датирования геоморфологических и других поверхностей. Важны они и с практической точки зрения, например при исследовании зарастания откосов дорог и карьеров, но в первую очередь, для определения норм допустимой эрозии и скорости восстановления смытых почв. Средние скорости процессов педогенеза, в частности скорости образования гумусового горизонта, рассчитанные по данным изучения развитых почв на поверхностях в тысячу лет и более, для таких определений не вполне подходят. Ско-

рости здесь занижены. Наоборот, скорости педогенеза, полученные при изучении примитивных почв на поверхностях 10–100 лет, очень велики и соответствуют высоким скоростям смыва. Поэтому такие скорости смыва, при которых могут существовать лишь маломощные почвы, также нельзя использовать для определения указанных норм. Оптимальными для этой цели являются почвы на более древних поверхностях (в лесостепи возрастом не менее 300 лет, в лесной зоне не менее 500 лет). Подобные почвы уже имеют достаточно развитый профиль и обладают хорошим плодородием. Исходя из этого, максимальная допустимая скорость эрозии – 1 мм/год: почвенный профиль будет несколько укороченным, но вполне развитым для получения сельскохозяйственной продукции.

ГЛАВА 3

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ

Климат – основной фактор среды, определяющий развитие природного процесса в течение плейстоцена и голоцена (Величко, 1973; Хотинский, 1977). Влияние климатического фактора на эволюцию почв происходит главным образом через изменения других факторов, в первую очередь, растительности, а также через изменения гидрологического режима территорий, интенсивности геолого-геоморфологических процессов и др. Кроме того, климатический фактор воздействует непосредственно на почву через почвенный климат.

Начало образования современного почвенного покрова относится к крупнейшему климатическому рубежу, имевшему место около 10–12 тыс. л.н. (или около 12–14 т. л.н. по калиброванным данным). В это время в связи с потеплением климата резко сократилась интенсивность геологических и мерзлотных процессов, началось формирование современных почв и ландшафтных зон. В дальнейшем, на протяжении голоцена, климатические изменения были более слабыми, но именно они определяли эволюцию геосистем и почв. Основное направление изменения климата, выражавшееся в его потеплении до среднеголоценового термического максимума и последующем похолодании, осложнялось климатическими колебаниями различной амплитуды и продолжительности.

Время перехода от плейстоцена к голоцену (позднеледниковье) характеризовалось неоднократными резкими изменениями климата. Непродолжительные периоды почвообразования чередовались с периодами активизации эрозионно-седиментационных и мерзлотных процессов. От этого этапа местами сохранились погребённые гумусовые криотурбированные горизонты и палеошлировые структуры (Величко, Морозова, 1975). Затем, в раннем голоцене, вместо примитивных профилей позднеледникового времени сформировались зрелые мощные почвенные профили – этап становления современного почвенного покрова. Потом происходили изменения профиля зрелых почв. Однако характер изменений для всей первой половины голоцена, особенно для пребореального и бореального периодов, не вполне ясен из-за недостатка объектов исследования. Более полные данные имеются по эволюции почв второй половины голоцена.

Выбранная нами периодизация голоцена дана в табл. 8. Периоды шкалы Блитта–Сернандера в настоящее время используются преимущеественно в целях хронологии, их первоначальное климатическое значение (дано во второй колонке) пересмотрено (Хотинский, 1977; Серебрянная, 1994).

Таблица 8

Периодизация и характеристика климата голоцена центра Русской равнины

Схема Блитта–Сернандера (модифицированная)		Нейштадт, 1957*	Герасимов–Марков,1939	Хотинский, 1977, 1994
период	климат			
субатлантческий, SA, 2700 л.н.**	прохладный, влажный	Hl_4. 3200 л.н. ** прохладный	прохладный, влажный	прохладный, влажный
суббореальный, SB, 5000 л.н.	теплый и сухой	Hl_3. 7800 л.н.	прохладный, переход к влажному	теплый, сухой, два похолодания
атлантический, AT, 8000 л.н.	теплый и влажный	термический максимум	термический максимум, сухо	теплый, периодически сухой
бореальный, BO, 9500 л.н.	умеренно-теплый, сухой	Hl_2. 10000 л.н. потепление	прохладный	умеренно-теплый, сухой
пребореальный, PB, 10300 л.н.	прохладный и сухой		потепление (широколиств. леса)	переяславское потепление
поздний дриас, 11000 л.н.	холодный	Hl_1. 12000 л.н.	холодный (лесотундра)	холодный
аллерёд, 12000 л.н.	потепление		–	потепление

* Деление голоцена по Нейштадту, 1957, 1983: Hl_1 – древний голоцен; Hl_2 – ранний голоцен; Hl_3 – средний голоцен; Hl_4 – поздний голоцен. ** Начало периода (лет назад) по некалиброванным ^{14}C – данным; по данным же калибровки оно следующее: субатлантический, 2800 л.н.; суббореальный, 5700 л.н.; атлантический, 8850 л.н.; бореальный, 10500 л.н.; пребореальный, 11700 л.н.; поздний дриас, 12900 л.н.; аллерёд, 14000 л.н.

Следует учитывать, что хронология данных периодов основана на результатах радиоуглеродного датирования. В последнее время специалисты считают обязательным калибровку ^{14}C-дат (подробнее см. во введении), что существенно меняет хронологию событий в среднем и раннем голоцене (van der Plicht, 1999a).

В настоящее время ход изменений температур в основном ясен: постепенное колебательное потепление в течение первой его половины до 5000 л. н., и похолодание во второй половине. Относительно изменений увлажненности климата выводы исследователей расходятся. Но именно с изменениями количества осадков были связаны изменения биоты на больших территориях. По мнению одних ученых, атлантический период характеризовался влажным климатом, по мнению других, на его протяжении преобладали засушливые этапы (Борзенкова, 1992; Хотинский и др., 1994). По нашим данным, климат этого периода испытывал колебания, но был преимущественно засушливым (Александровский, 2004). К подобной точке зрения пришли многие палеогеографы и палеопочвоведы (Герасимов, Марков, 1939; Золотун, 1970; Серебрянная, 1976; Авенариус и др., 1978; Laatsch, 1957; Bork, 1983 и другие). Обычно среднеголоценовый этап как засушливый выделется в Северной Америке (Ruhe, 1969; Борзенкова, 1992).

ПРОСТЫЕ МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВ

Эволюцию почв, не вызывающую коренной перестройки профиля почвы и всего комплекса устойчивых свойств, определяющих ее генетический облик (инвариант), при которой происходят только количественные изменения профиля (инварианта), можно назвать простой или моногенетической.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ ТУНДРЫ

В целом на севере изменения ландшафтов и почв были значительными. После периода похолодания (поздний дриас) в начале голоцена прошло резкое потепление, сопровождавшееся деградацией ледников и мерзлоты. Во время климатического оптимума голоцена 8–5 т. л.н. Полярный бассейн был свободен ото льдов, а многолетняя мерзлота на прилегающих к нему территориях протаяла на 100–200 м (Игнатенко, 1979). Данных по эволюции почв тундры немного.

Основываясь на работах Ливеровского (1933), Брайсона и др (Bryson, Irving, Larsen, 1965), Игнатенко (1979) и других авторов тундру можно разделить на две подзоны, различающихся по сложности эволюции почв. В пределах южной находятся реликты хорошо развитых погребённых подзолов (Ливеровский, 1933; Александровский, 1983), а также остатки реликтовой текстурной дифференциации (Таргульян и др., 1978; Игнатенко, 1979), свидетельствующие об этапе продвижения лесов и "лесного почвообразования" на север (эволюция этих почв рассмотрена в разделе сложные модели развития почв). В северной подзоне в течение голоцена почвообразование было тундровым без существенных перемен. По данным Игнатенко (1979), в таких почвах очевидные признаки стадии лесного почвообразования отсутствуют. По другим данным в период среднеголоценового термического максимума почвы здесь развивались по элювиально-глеевому типу малой интенсивности.

В период позднеголоценового похолодания Арктика вновь покрылась льдами. Значительно повысился уровень залегания мерзлоты. Почвообразование переменилось с элювиально-глеевого на тундровое глеевое. При этом во время похолоданий, например в течение "малого ледникового периода" (700–150 л.н.), активизировались процессы морозобойного растрескивания, интенсивно развивался криогенный массообмен в деятельном слое. В периоды потеплений ("малый климатический оптимум", около 1000 л.н.) увеличивалась гумидность климата и водонасыщенность деятельного слоя. В результате усиливались процессы пучения и формирования бугоркового нанорельефа, глеево- тиксотропных горизонтов, возрастала мощность глеевых горизонтов в нижней части профилей.

Современное потепление сильнее по сравнению с малым климатическим оптимумом. Из-за увеличения количества осенне-зимних осадков в настоящее время происходит зарастание пятнистых тундр. В кустарниковой тундре и лесотундре резко снизилась интенсивность процессов криогенного массообмена и увеличилась активность процессов элювиально-глеевого почвообразования на суглинисто-глинистых породах и иллювиально-гумусового оподзоливания на песчано-супесчаных отложениях (Игнатенко, 1979).

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ СЕВЕРНОЙ ТАЙГИ

Изменения климата, происходившие в течение голоцена, вызвали существенные трансформации географической среды и почв таежной зоны. Во время среднеголоценового термического максимума (8–5 т. л.н.) смещение природных зон к северу было весьма заметным. Территория современной северной и средней тайги была занята южнотаежной растительностью, имевшей заметную примесь широколиственных пород (Нейштадт, 1957; Елина, 1980). Вместе с тем подобные смены растительности не должны приводить к значительнм изменениям почвообразования. В основном изменялись оглеенность почв, также на отдельных территориях менялась интенсивность заболачивания. Этим малоконтрастная эволюция почв северной и средней тайги отличается от эволюции почв южной тайги, для которой характерны яркие признаки полигенеза, связанные с миграциями границ природных и почвенных зон.

Педореликты начала голоцена в пределах северной тайги (Русанова, 1983) показывают, что почвы тогда могли проходить стадии: мерзлотная, дерново-глеевая, пararендзина. Затем до климатического оптимума развивались почвы с текстурно-дифференцированным профилем: подзолистые и дерново-подзолистые.

После оптимума в северной и средней тайге в результате похолодания климата и ослабления интенсивности почвообразования, текстурно-диффе-

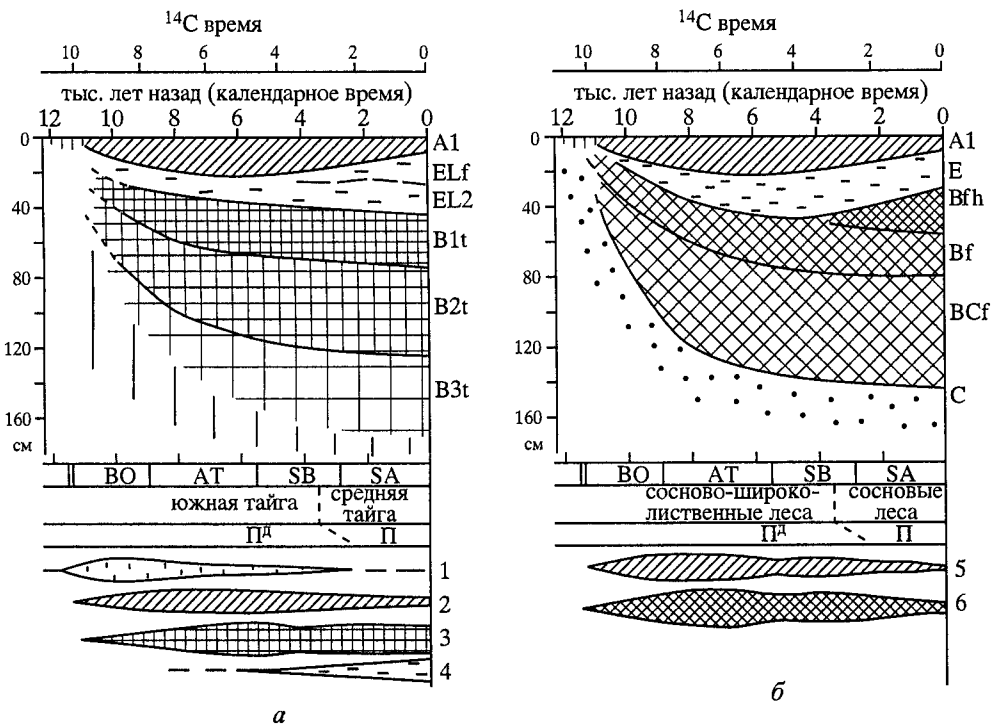


Рис 11. Развитие профиля текстурно-дифференцированных почв на суглинках (*а*) и подзолов на песках (*б*) в тайге в голоцене:

1 – гумусообразование (лесной мулль); *2* – лессиваж; *3* – оподзоливание; *4* – выщелачивание; *5* – гумусообразование (модер); *6* – альфегумусовая миграция

ренцированный профиль наследовался, гумусообразование ослабло, в элювиальной части профиля образовался вложенный альфегумусовый субпрофиль (Таргульян и др., 1978). В нижней части или во всем профиле увеличилась оглеенность. Такую эволюцию почв можно характеризовать как неконтрастную, преимущественно наследующую (рис. 11а).

Заболачивание характерно для таежных регионов с плоским рельефом. Этот процесс можно назвать саморазвивающимся. Но по нашему мнению, значительное влияние на его ход оказывали климатические изменения. Н.А. Караваева (1982) считает, что необходимым и достаточным условием для возникновения заболачивания является сочетание гумидного климата и плоского слабодренированного рельефа. Сочетание двух факторов неизбежно порождает и третий – неудовлетворительную дренирующую способность речной сети, что порождает спонтанный характер процесса заболачивания. Распространение торфяников на севере (тайга) свидетельствует о том, что еще одним важным фактором процесса заболачивания является недостаток тепла, который сдерживает процессы разложения растительных остатков.

ЭВОЛЮЦИЯ АЛЬФЕГУМУСОВЫХ ПОЧВ НА ПЕСКАХ

Почвы, сформированные на песчаных породах, по сравнению с суглинистыми не так чутко реагируют на изменения географической среды и слабее отражают эти изменения. Иными словами, они обладают меньшей сенсорностью и рефлекторностью (Соколов, Таргульян, 1976б). Признаки былых фаз почвообразования в их профиле стираются быстрее, и они быстрее приходят к равновесию со средой. Поэтому на песках, в отличие от суглинков, полигенетические почвы не имеют широкого распространения. В профиле дневных песчаных почв отражена в основном последняя стадия почвообразования, что затрудняет изучение их эволюции.

Однако на песках часто встречаются моногенетические погребённые почвы с хорошо сохранившимся профилем. Они имеются почти для всех периодов голоцена и служат для изучения изменения географической среды и эволюции почв на песках. Это отличает песчаные почвы от суглинистых, обычно полигенетических, эволюция которых изучается по палеопочвам археологических памятников, пойм, балок и дневным почвам с унаследованными признаками.

Песчаные погребённые почвы на территории Европейской России встречаются в долинах рек, на флювиогляциальных равнинах, побережьях озер и морей. Их захоронение в основном было связано с эоловыми процессами. В качестве примера можно привести почвы, погребенные в дюнных песках в долинах Верхней Волги, Оки и Немана, на побережьях Балтийского моря (Куршская коса) и Ладожского озера. Встречаются почвы, погребённые под морскими и озерными отложениями (Финский залив, Ладожское озеро). Примером разновозрастных дневных почв (почвенных хронорядов) могут служить почвы на побережьях Балтийского моря (Куршская коса, Слитерский заповедник, северо-западная Эстония), озер Карельского перешейка, Ладожского и Онежского озер. Для данных водоемов характерны процессы регрессии и осушения побережий на протяжении голоцена. В цен-

тре Русской равнины были исследованы песчаные почвы курганов бронзового века и средневековья.

Почвы, погребённые в дюнах, представляют большой интерес для исследования истории и эволюции почв на песках. Они обычно представлены профилями, сформированными на однородных песчаных материнских породах и на разнообразных элементах древнего эолового рельефа. Это позволяет сравнивать разновозрастные профили, образованные в сходных условиях рельефа и пород, и проводить исследование палеокатен.

Разрез Латыши

Разрез находится на левом берегу Немана, в 100 км по течению реки выше г. Гродно, около деревни Латыши. Здесь, на первой надпойменной террасе высотой 5 м, сложенной песками, располагаются дюны, возвышающиеся на 4–9 м над её поверхностью. В обрыве у реки вскрывается сложно построенная толща позднеплейстоценовых и голоценовых отложений с погребенными почвами и торфяником (рис. 12).

В основании разреза залегают позднеплейстоценовые косослоистые пески (от мелко- до крупнозернистых) русловой фации аллювия мощностью до 5–7 м, перекрытые слоем 0,5–0,8 м мелко- и тонкозернистых песков пойменной фации (Вознячук, Вальчик, 1978). В правой части обнажения в толще аллювия вскрывается линза супесчаных старичных отложений, венчающаяся слоем торфа мощностью 0,3 м (см. рис. 12). По данным спорово-пыльцевого анализа, супеси формировались в раннем и среднем дриасе и бёллинге, а торф – в аллерёде, что подтверждает радиоуглеродная дата (10870 ± 100 лет назад (TLN-137). Старичные отложения сильно нарушены мерзлотными процессами (инволюционно-инъекционная структура) позднедриасового времени. За пределами старичного понижения торфяно-супесчаные отложения сменяются слаборазвитой оглеенной почвой (аллерёдской).

На аллювии залегают пески позднедриасовых и голоценовых дюн, включающие погребенные почвы. Наиболее древняя из них – примитивная дерновая почва начала раннего голоцена, сформированная на позднедриасовых или раннеголоценовых (пребореальный период) дюнных песках. При переходе в старичное понижение профиль почвы несколько мощнее. Выделяются торфянисто-грубогумусный горизонт [AOg] мощностью 8–10 см и горизонт [BCg]. Эта почва может быть классифицирована как дерново-глеевая оторфованная. На основной части обнажения она имеет крайне примитивный профиль, приуроченный к прослойке, обогащенной органическим веществом и глиной. Порода слабопроработана малоинтенсивными процессами почвообразования. Профиль представлен горизонтами: грубогумусовым [AOg] мощностью менее 3 см, совмещенным с оглиненным прослоем, и слаборазвитым песчаным горизонтом [BCg].

На мощных раннеголоценовых (пребореальный или бореальный периоды) дюнных песках под действием интенсивных процессов почвообразования в среднем голоцене сформировалась дерново-подзолистая почва. На всех элементах древнего рельефа она имеет мощные, хорошо выраженные горизонты [A1, E, B1hf, B2]. Радиоуглеродные и археологические данные

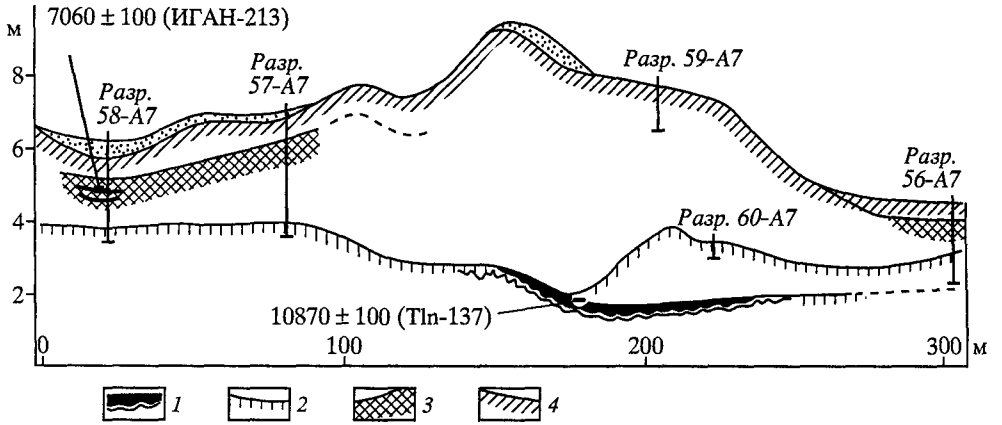


Рис. 12. Почвы разреза Латыши:

1 – позднеледниковая турбированная; *2* – пребореальная слаборазвитая; *3* – дерново-подзолистая атлантического периода; *4* – скрытоподзолистая современная

позволяют датировать время ее образования атлантическим периодом, а время погребения – суббореальным. В понижении рельефа (разрез 58-А7) гумусовый горизонт почвы расслаивается. Хорошо выражены два гумусовых горизонта [А1]. Общая мощность – 110 см. Мелкие обломки древесного угля из средней части этого сложного профиля имеют ^{14}C возраст 7060 ± 100 (ИГАН-213). В перекрывающем почву эоловом песке обнаружен археологический материал бронзового века. Вероятно, развитию эоловых процессов способствовала деятельность человека.

В *разрезе 57-А7*, заложенном на пологом склоне под слоем эоловых песков эпохи бронзы, мощностью 76 см вскрывается хорошо сохранившийся ненарушенный профиль погребенной почвы атлантического периода:

[А1] 76–104 см. Темно-серый (10 YR4/2)мелко- и среднезернистый песок с осветленными округлыми пятнами; рыхлый, с редкими корешками и мелкими обломками древесного угля; переход ясный, волнистый.

[Е] 104–125 см. Светло-серый с желтоватым оттенком (7,5YR7/2-6/2) мелко- и среднезернистый песок с округлыми белесыми, буроватыми и сероватыми пятнами (по ходам корней); переход ясный.

[В1fh] 125–160 см. Красновато-ярко-бурый (7,5YR5/4) мелкозернистый песок, рыхлый, с округлыми осветленными пятнами и редкими мелкими черными пятнами; переход постепенный.

[В2] 160–220 см. Красновато-бурый (7,5YR 5/4-6/4) мелкозернистый песок с округлыми пятнами и признаками слоистости; переход ясный.

[В3] 220–257 см. Светло-бурый (10YR6/4) мелкозернистый песок, в нижней части ярко-бурые и ржавые прослои; переход ясный.

В субатлантический период на дюнных песках суббореальной фазы дефляции сформировалась дерново-скрытоподзолистая почва.

На всех элементах рельефа она характеризуется отсутствием горизонта Е и значительно меньшей мощностью профиля, чем погребенная почва атлантического периода. Возраст (длительность развития) этой почвы 3–4 тыс. лет, т.е. она формировалась примерно столько же, сколько и более древняя мощная дерново-подзолистая почва (3–5 тыс. лет).

В *разрезе 59-А7* вскрывается профиль фоновой дерново-скрытоподзолистой почвы, сформированной на пологом склоне на мощных дюнных песках. Сосняк зеленомошно-злаковый:

О1(АО) 10–0 см. Грубогумусовые и органогенные темно-серо-бурые прослои с большим количеством мелких корней переслаиваются с мелкозернистым желто-серым песком.

А1 0–12 см. Темно-серо-бурый, при высыхании белесо-серый (10YR 5/2) мелко- и среднезернистый песок, рыхлый, с белесыми матовыми и прозрачными песчаными зернами, мелкими обломками древесного угля, множеством корней; переход ясный, пятнистый.

В1f 12–36 см. Ярко-охристый (7,5 YR 6/6) мелко- и среднезернистый песок, в верхней части уплотненный, с серыми пятнышками и точечными включениями черного цвета – угольками с остатками растений, средними и мелкими корнями; переход постепенный.

В2f 36–57 см. Охристо-желтый (10YR 7/4 – 7/6) мелко- и среднезернистый песок, рыхлый, книзу светлеет, с округлыми осветленными пятнами с темно-желтой оторочкой, редкими темно-серыми пятнами (по ходам корней), редкими корешками; переход постепенный.

ВС 57–130 см. Светло-буро-палевый (10YR 7/4) мелко- и среднезернистый песок, слоистый, с осветленными округлыми пятнами с желтой оторочкой; переход постепенный.

С 130–200 см. Палевый (10YR7/3) мелко- и среднезернистый песок с дюнной слоистостью.

В поверхностных горизонтах О1 и АО отмечается присутствие навеянного мелкозернистого песка общей мощностью 10 см. Горизонты В этой почвы имеют охристый цвет, тогда как горизонты Bf среднеголоценовой почвы – красновато-бурый, что, видимо, отражает особенности почвообразования разных периодов голоцена. Гумусовый горизонт верхней почвы серо-бурого цвета, а среднеголоценовой – пепельно-серого. Как уже отмечалось, уменьшение бурых тонов в окраске гумусовых горизонтов подзолистых почв после погребения является следствием диагенеза.

Химические свойства дневной почвы (разрез 59-А7), сформировавшейся в позднем голоцене, и погребенной среднеголоценовой почвы (разрез 57-А7) существенно различаются. Это объясняется как различиями их генезиса, так и диагенетическими изменениями в погребенной почве. Последнее проявляется в изменении pH (причем максимальные значения – в горизонте Е), в общем снижении содержания оксалатнорастворимых R_2O_3 и дитионитного Fe_2O_3, в изменении состава гумуса (табл. 9). При этом гумуса, несмотря на его трансформацию, в погребенной почве сохранилось почти столько же, сколько и в современной, что, очевидно, связано с исходно высоким его содержанием, а также с большой примесью дисперсного древесного угля. В почвах отсутствуют обменные Ca и Mg. Оксалатнорастворимые Fe и Al и дитионитное Fe имеют тенденцию к накоплению в гумусовом горизонте.

Элювиально-иллювиальная дифференциация профиля верхней почвы отражена в данных вытяжки Тамма, а кривая распределения Fe по Джескону имеет аккумулятивный характер. В погребённой почве дифференциация профиля по подзолистому типу лучше выражена в распределении оксалатнорастворимого Al и слабее – в распределении дитионитного Fe.

Таблица 9

Химические свойства погребённой и дневной почв

Разрез	Горизонт, глубина, см	pH водн.	pH сол.	Гумус, %	Fe_2O_3 по Тамму	Al_2O_3 по Тамму	Al_2O_3 по Джексону
59	A1 0–12	5,6	4,4	0,72	0,08	0,14	0,21
	B1f 12–36	5,6	4,9	0,50	0,12	0,31	0,17
	B2f 36–57	5,9	5,2	0,13	0,03	0,11	0,10
	BC 57–130	6,6	5,2	–	0,03	0,05	0,06
57	[A1] 76–104	5,8	4,8	0,59	0,03	0,05	0,04
	[E] 104–125	6,0	5,1	0,33	0,01	0,03	0,01
	[B1fh] 125–160	6,0	4,9	0,46	0,01	0,08	0,02
	[B2] 160–220	6,0	5,0	–	нет	0,05	0,02
	[B3] 220–257	6,0	4,9	–	"	0,05	0,03

Изучение погребённых почв разреза Латыши дает возможность выявить основные этапы изменения географической среды, а следовательно, и почвообразования на песках в голоцене. На рубеже плейстоцена и голоцена на аллювиальных слоистых отложениях и дюнных песках формировались примитивные почвы. Как и поздневалдайским почвам на суглинках центра Русской равнины, им присущи расслоенность верхней части профиля и следы криогенных нарушений в нижней части профиля. Скорее всего, и во время потепления – аллерёд, в течение которого в основном формировались эти почвы, и затем во время похолодания – поздний дриас, их профиль испытывал значительное воздействие дефляционных и мерзлотных процессов, а почвообразование было ещё слабым. Вместе с тем, по данным польских исследователей, в профиле почв аллерёда встречаются явные признаки подзолообразования (Bednarek, 1991).

Только при переходе к голоцену почвообразовательные процессы стали преобладать над геологическими, началось формирование мощных почвенных профилей. Местами в раннем и среднем голоцене, в периоды пониженной увлажненности климата и активной деятельности человека на песках развивались эоловые процессы.

Существуют представления о гетерохронности профиля современных почв на верхнеплейстоценовых грубых ледниковых отложениях (Эвальд, 1967, D. Kopp, 1969) и дюнных песках. Предполагается, что горизонты В этих почв являются остатком позднеледникового почвенного профиля, сформированного в условиях холодного перигляциального климата (бурая арктическая почва). В голоцене, по мнению авторов, процессы почвообразования ослабели, в результате чего сформировались лишь поверхностные горизонты (О, АО, А1). При этом горизонт Е представляется как маломощный нанос (горизонт С осветленный), лежащий на позднеледниковом буром горизонте выветривания Bw.

Данные исследования почв разреза Латыши не подтверждают предположение об интенсивном выветривании и формировании горизонтов В (Bw) в позднеледниковье и свидетельствуют о формировании мощных красно-бурых и ярко-охристых горизонтов Bf и в среднем, и позднем голоцене. По цвету и мощности они не уступают горизонтам Bf дневных полноголоценовых

почв на верхнеплейстоценовых песках этого района. Результаты изучения разновозрастных погребённых голоценовых и позднеголоценовых почв Прибалтики показывают ту же тенденцию изменения почвообразования на песках, что и в районе разреза Латыши: на рубеже позднего плейстоцена и голоцена формируются примитивные профили нередко с явлениями криотурбаций (бурые горизонты В в их профиле не обнаружены), в течение голоцена – хорошо развитые почвы с охристыми и бурыми горизонтами В. Причем и средне- и позднеголоценовые почвы представлены генетически единым (не гетерохронным) профилем, в большинстве случаев четко дифференцированным на элювиальные и иллювиальные горизонты. Приведенные выше данные показывают, что интенсивное развитие горизонтов Е и Bf относится к атлантическому периоду голоцена. Это связано с максимальной теплообеспеченностью периода, являющегося термическим максимумом голоцена, а значит и максимальными энергетическими ресурсами почвообразования.

В позднем голоцене интенсивность почвообразования несколько снизилась, значительно уменьшилась мощность элювиальной части и профиля в целом (см. рис. 11б). Это произошло вследствие изменения биоклиматических условий географической среды в сторону похолодания, снижения объёма и интенсивности биологического круговорота, т.е. общего снижения энергетических (гидротермических) ресурсов почвообразования.

Почвы, погребённые под дюнными песками Куршской косы

Куршская коса (Куршю-Нерия) протяжённостью 98 км от Самбийского полуострова до Клайпеды, шириной от 0,4 до 3,9 км отделяет от Балтийского моря мелководный Куршский залив. На Куршской косе простирается цепь дюн длиной 70 км, высотой до 70 м. Дюнная гряда тянется вдоль восточного берега косы, местами круто обрываясь к заливу. На всем протяжении косы в дюнах встречаются хорошо развитые подзолистые погребённые почвы (Гуделис, 1960). В некоторых разрезах можно выделить до четырех и более разновозрастных почв. В 1,5–2 км к северу от Первалки (район дюны Вингкопе) в огромном выдуве, разрушившем большую часть древней дюны, вскрываются четыре погребённые почвы (рис. 13).

В.К. Гуделис предполагает следующую схему развития эолового ландшафта на косе Куршю-Нерия:

1. Усиленная эолодинамика (5000–4000 л.н.). Интенсивное развитие береговых процессов в связи с выравниванием береговой линии и мощный поток песка с пляжа. Образование странствующих параболических дюн, их слияние и образование дюнной гряды. Постепенное затухание эолодинамики, распространение лесной растительности (сосна и широколиственные породы) и формирование первого почвенного покрова.

2. Сокращение эолодинамики (4000–500 л.н.). Уменьшение количества песка, поступающего с пляжа. В суббореальное время в отдельных местах периодическое оживление эолодинамики и навевание новых масс дюнного песка. Образование верхних ярусов палеопочв. В составе лесов преобладает сосна, много березы, уменьшается количество теплолюбивых широколиственных пород.

3. Возобновление эолодинамики в результате вырубки лесов человеком (последние 500 лет). Развевание западных частей древних дюн и образование

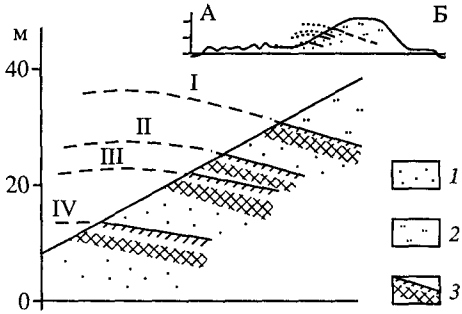


Рис. 13. Схематическое строение Куршской косы по линии от Балтийского моря (А) до Куршского залива (Б) и условия залегания погребённых подзолистых почв (I–IV) в толще песков дюны Вингкопе:

1 – дюнные пески древние; *2* – то же, молодые; *3* – погребённые почвы

второго яруса молодых эоловых песков, которые надвинулись на берег залива Куршю-Марес (см. рис. 13). Пески второго, верхнего яруса дюн отличаются от песков нижнего яруса большим размером песчаных зерен, текстурой и меньшей ожелезненностью (Гуделис, 1960).

Фоновые почвы (*разрез 53-А7*) исследованы нами на древний дюне в северной части Куршской косы. Сосновый лес, зеленомошно-черничниковый с примесью дуба и подлеском из дуба и рябины. В напочвенном покрове – осока волосистая, брусника и черника, злаки, папоротник, марьянник, редко зеленые мхи. Почвы дерново-подзолистые иллювально-железистые, их возраст более 4 тыс. лет.

Исследование почвенного покрова показало, что на вершинах и склонах дюн элювиальная часть почвенного профиля, имеет мощность в среднем 18–23 см (от 10 до 28 см). Она представлена гумусовым горизонтом мощностью 10–18 см и подзолистым горизонтом, мощность которого чаще всего незначительна (на вершинах местами исчезает), но местами увеличивается до 20 см. Мощность профиля (горизонты A+E+B) колеблется от 110 до 140 см:

O1O2 9–13 см. Тёмно-бурая подстилка, густо переплстена корнями.

AO 3–0 см. Тёмно-серо-бурый, грубогумусовый, осветленные песчаные зерна, много корней; переход резкий.

A1 0–16 см. Тёмно-серый (10 YR 4/0) мелкозернистый песок, рыхлый, много корней, редко мелкие обломки древесного угля и остатки растений, отмытые песчаные зёрна; переход ясный, границы волнистые.

E 16–22 см. Серовато-буровато-белёсый (7,5 YR 5/0 – 6/2) мелкозернистый песок, рыхлый, с точечными чёрными включениями древесного угля и минералов, с редкими корнями; переход ясный, граница волнистая.

B1fh 22–35 см. Серовато-буро-ржавый (7,5 YR 4/2) мелкозернистый песок с округлыми буровато-жёлтыми пятнами, местами слабо уплотнён, с небольшими рыхлыми тёмно-буро-ржавыми стяжениями; редкие мелкие корни; переход ясный, граница волнистая, клинья буровато-ржавого цвета проникают на глубину 45 см.

B2f 35–68 см. Жёлто-бурый (10 YR 5/4) мелкозернистый песок, книзу светлеет, вертикально вытянутые пятна вдоль корневых ходов с остатками корней черно-бурого цвета; переход постепенный.

BC 68–125 см. Палево-бурый (10 YR 6/3) песок, рыхлый, вверху с желтыми пятнышками; вертикальные бурые зоны диаметром 1–3 см вдоль корневых ходов; переход постепенный.

C 125–180 см. Светло-жёлтый (10YR 7/4-6/4) разнозернистый песок с редкими бурыми пятнами по ходам корней.

Данный почвенный профиль хорошо дифференцирован на элювиальные и иллювиальные горизонты, но отмечается повышенная мощность горизонта А1 и пониженная мощность горизонта Е.

Погребённые почвы, классифицируемые как песчаные дерново-подзолистые иллювиально-железистые, показывающие изменение географической среды и почвообразования на протяжении последних 5000 лет, исследованы нами в центральной части косы, в 1,5–2 км к северу от Первалки (Александровский, 1983). Здесь на пологом склоне дюны Вингкопе, представляющем обширную площадь развевания (котлован выдувания) и обращенном в сторону моря, вскрываются наслоения древних дюн с четырьмя ярусами погребённых почв (см. рис. 13б).

Возраст почв установлен по данным радиоуглеродного датирования древесных углей из гумусовых горизонтов (Александровский, 1983):

- первая верхняя (I) – 630 ± 90 лет назад (л.н.) (ИГАН-178),
- вторая (II) – 1140 ± 70 и 1410 ± 90 л.н. (ИГАН-177, 277),
- третья (III) – 2960 ± 90 л.н. (ИГАН-176),
- четвёртая (IV)- 4025 ± 90 и 4390 ± 110 л.н. (ИГАН-175, МГУ-35).

На образование каждой почвы уходило не более 1 тыс. лет.

Исследованные разрезы характеризуют почвы, формировавшиеся в автономных условиях на склонах дюн на значительной высоте от их основания и междюнных понижений. Измерение угла падения поверхности гумусового горизонта погребенных почв показали, что изученные почвы сформировались на пологих склонах древних дюн южной и восточной экспозиций.

Разрез 104. Погребённая почва 1 (SA-3), верхняя часть склона древней дюны крутизной 2° северо-западной экспозиции. На поверхности почвы обломки коры березы, сосновые шишки, остатки зеленых мхов:

[AO] 0–3 см. Тёмно-серый (10YR 3/1-4/1) песок с полуразложившимися растительными остатками, уплотненный; переход резкий.

[A1] 3–9 см. Серый (10YR 5/2) песок с уплотнёнными извилистыми более тёмными прослойками; зёрна кварца серые, реже белые матовые; обилие пылеватого серого материала (дисперсный древесный уголь и гумус); переход ясный неровный.

[E] 9–25 см. Белёсо-палевый (YR 6/2, 6/3) песок с серыми пятнами. Зерна кварца чистые, реже палевые и серые; точечные включения гумуса, угольки; переход ясный, граница неровная.

[A1] 25–35 см. Серый (10YR 5/2) песок с тёмно-серыми пятнами; зёрна кварца чистые и серые; между ними обилие серого дисперсного материала; встречаются угольки; переход постепенный.

[E] 35–65 см. Белёсо-палевый (10YR 7/3) пятнистый песок, рыхлый; редкие тёмно-серые точечные включения; переход ясный, неровный.

[B1fh] 65–100 см. Буровато-охристый (10YR 5/ 4 – 5/6) песок с буро-палевыми округлыми пятнами, уплотнён; зёрна кварца покрыты охристыми пленками; переход постепенный.

[B2f] 100–150 см. Охристый (10YR 6/4) песок с округлыми осветлёнными пятнами и разводами; тонкие извилистые прослойки бурого цвета; переход постепенный.

[C] 150–200 см. Жёлто-палевый (10YR 7/4) песок рыхлый; зёрна кварца палевые; редко белые, прозрачные.

Характерно сложное двух-, а иногда и трёхэтажное строение верхней части профиля, выражающееся в чередовании горизонтов A1, E, A1, E (горизонты Bf продолжали формироваться на прежнем месте). Очевидно, в конце периода формирования почвы, в условиях интенсивной деятельности человека, периодически активизировались эоловые процессы.

При отсутствии такого навевания формируется нормальный профиль песчаной дерново-подзолистой почвы (Разрез 103, склон 8° юго-восточной экспозиции): [AO] (0–5 см) – [A1] (5–7 см) – [EA1] (7–18 см) – [B1fh] (18–60 см) – [B2f] (60–130 см) – [C] (130–180 см).

Разрез 102. Погребённая почва II (SA-1), склон 8° юго-восточной экспозиции.

[A1] 0–15 (19) см. Серый (10 YR 3/2 – 4/2) песок с тёмно-серыми пятнами, рыхлый, влажный; местами скопления полуразложившихся чёрных мягких обломков древесного угля (обугленной древесины); многочисленные серо-бурые и зеленовато-бурые волнистые прослойки толщиной 0,5–3 мм горизонтального простирания; переход ясный, граница волнистая.

[E] 15 (19)–31(36) см. Белёсый (7,5 YR 7/2–8/2) песок, влажный, слабоуплотнённый; в верхней части редкие серые пятна и серо-бурые волнистые прослойки; зёрна кварца свободны от пленок; переход постепенный, граница волнистая.

[EB1] 31(36)–46 (64) см. Палево-белёсый (7,5 YR 7/2) песок; зёрна кварца чистые и с серо-бурыми пленками; переход четкий, граница языковатая (языки до глубины 85 см).

[B1fh] 46(64)–80(90) см. Неоднородно окрашенный песок с пятнами светло-бурого (7,5 YR 6/2-6/4), светло-палевого, желтоватого и тёмно-серого цвета, уплотненный, влажный; встречаются зоны с зеленоватым оттенком (обогащенные глауконитом); переход постепенный.

[B2f] 80(90)–120 см. Палево-жёлтый (10YR 7/3) песок со светло-палевыми пятнами; местами пятна и вертикальные полосы (ходы корней) тёмно-серо-бурого цвета с дисперсным органическим веществом; переход постепенный.

[C] 120–140 см. Светло-жёлтый (10YR 7/3–6/3) песок, местами с зеленоватым оттенком (примесь глауконита); редкие ходы корней; много точечных включений древесного угля.

Разрез 101. Погребённая почва III (SB-3), склон 3° восточной экспозиции. Под эоловым палевым песком с серыми, серо-бурыми и зелеными пятнами и извилистыми прослойками в нижней части вскрывается профиль дерново-подзолистой палеопочвы: [A1] 0–10 (15) см. Серый (10YR 4/1, 4/2) песок, свежий, рыхлый, с угольками. Гумус в виде точечных образований и дисперсный древесный уголь отделены от минеральной массы. [E] 10(15)–30 см. Палево-белёсый (10 YR 7/2–8/2) песок, свежий, с диагенетическими зелено-тёмно-серыми извилистыми прослойками. [B1f] 30(40)–70 см. Жёлто-бурый (10 YR 6/3–6/4) песок, влажный, местами с зеленоватыми и округлыми осветлёнными пятнами. [BC] 70–105 см. Буровато-палевый (10 YR 6/4–7/3) песок, слоистый (переслой средне и грубозернистого песка). [C] 105–150 см. Палевый (10 YR 7/2–7/3) песок, влажный с редкими волнистыми бурыми прослойками.

Разрез 100. Нижняя погребённая почва IV (SB-1), склон 6° юго-восточной экспозиции:

[A1] 0–23 см. Тёмно-серый (10 YR 5/2–4/2) песок, влажноватый, рыхлый, с волнистыми более тёмными прослойками; зёрна кварца с серыми плёнками, чистые и прозрачные; много мелких точечных чёрных отдельностей (гумус и дисперсный древесный уголь); переход постепенный, волнистый.

[E] 23–60 (70) см. Серовато-палево-белёсый (7,5 YR 7/2) песок, влажноватый рыхлый; серые (7,5 YR 6/2–5/2) и зеленоватые извилистые тонкие прослойки; зерна кварца чистые, матовые; округлые осветлённые пятна; переход постепенный.

[B1f] 60 (70)–140 см. Охристый (7,5 YR 6/6–5/6) песок, влажноватый, слабоуплотнённый; зёрна кварца с жёлтыми плёнками, чистые, непрозрачные; неясные тонкие бурые прослойки; переход постепенный.

[C] 140–200 см. Жёлто-палевый (10 YR 6/4–7/4) песок, влажный с серобурыми тонкими извилистыми прослойками; зёрна кварца матовые, редко прозрачные.

Три нижние погребённые почвы дюны Вингкопе – дерново-подзолистые иллювиально-железистые. Верхний почвенный ярус представлен сочетанием грубогумусовых подзолистых и дерново-подзолистых иллювиально-железистых почв, имеющих плотный горизонт АО, который на современной развеваемой поверхности образует далеко выступающий карниз. Исходная мощность горизонта АО до погребения и уплотнения под толщей дюнного песка была, очевидно, значительно больше. Мощность минеральных горизонтов погребённых почв, вероятно, существенно не изменялась.

В верхних горизонтах почв (A1 и E) выделяются диагенетические тонкие извилистые прослойки (Александровский, 1983). Генезис их неясен. Возможно, это результат действия современных процессов в слое до 30–40 см (слой быстрой переорганизации тонкодисперсного материала вблизи современной поверхности). Диагенетические изменения химических свойств почв прослеживаются в уменьшении содержания органического углерода и азота в более древних почвах. С диагенезом связано исчезновение обменного водорода в горизонтах E погребённых почв и часто повышенные значения pH в верхних горизонтах их профиля (табл. 10). За время погребения изменился и состав гумуса. В горизонтах [A1] нижних почв дюны Вингкопе отношение $C_{гк}/C_{фк}$ увеличено до 2,2–4,0.

Морфологические и химические свойства исследованных погребённых почв свидетельствуют о том, что почвы близки по степени развития профиля, сходны по содержанию и характеру распределения различных форм железа, обменных катионов (см. табл. 10). Наиболее чётко элювиально-иллювиальная дифференциация профиля палеопочв прослеживается в данных по распределению аморфного и силикатного железа. Горизонты Bf характеризуются главным образом накоплением аморфного железа (см. табл. 10). Максимум аккумуляции Fe и Al в горизонтах B фоновой почвы по сравнению с погребёнными расположен значительно выше, он как бы прижат к горизонту E.

Данные морфологических и аналитических исследований указывают на существенные различия в характере элювиально-иллювиальной дифференциации между погребёнными и современными (фоновыми) почвами. Погребённые почвы, несмотря на относительно непродолжительное время формирования каждой из них (не более 1000 лет), имеют хорошо развитые мощ-

Таблица 10

Химические свойства погребенных и дневной почв Куршской косы

Разрез	Горизонт, глубина, см	pH водн.	pH сол.	Гумус, %	Азот, %	Поглощенные катионы в мг-экв на 100 г почвы			Fe_2O_3 по Тамму	Al_2O_3 по Тамму	Fe_2O_3 по Джексону
						Ca^{++}	Mg^{++}	H^+			
104	[AO] 0–3	6,3	5,4	3,86	0,02	–	–	–	–	–	–
	[A1] 3–9	5,5	4,8	1,66	0,03	–	–	–	0,05	0,06	0,18
	[A2] 9–25	6,0	5,2	0,14	–	–	–	–	–	–	–
	[A1] 25–35	6,2	5,2	0,86	0,02	1,4	0,6	0,1	0,08	0,06	0,19
	[A2] 35–65	5,7	4,9	0,14	–	0,9	0,5	нет	0,02	0,05	0,11
	[B1fh] 65–100	5,6	4,2	0,25	–	0,7	0,5	0,1	0,10	0,12	0,20
	[B2f] 100–150	5,7	4,3	0,18	–	–	–	–	0,08	0,10	0,16
	[C] 150–200	5,7	4,5	0,11	–	1,1	0,5	0,1	0,05	0,09	0,12
102	[A1] 0–15	5,8	4,5	0,93	0,04	1,7	0,7	0,2	0,05	0,08	0,15
	[A2] 15–31	5,9	4,5	0,07	–	нет	нет	нет	0,02	0,08	0,09
	[A2B1] 31–46	5,9	4,7	0,07	–	–	–	–	0,01	0,06	0,07
	[B1fh] 46–80	5,7	4,1	0,12	–	0,7	0,7	0,1	0,05	0,06	0,12
	[B2f] 80–120	5,6	4,5	0,10	–	–	–	–	0,08	0,06	0,12
	[C] 120–140	5,6	4,3	1,17	–	1,0	0,7	0,1	0,11	0,10	0,24
101	[A1] 0–10	6,2	5,9	0,90	0,03	1,5	0,3	–	0,07	0,05	0,15
	[A2] 10–30	6,4	5,9	нет	–	1,2	0,4	–	0,03	0,05	0,18
	[B1f] 30–70	6,3	5,7	0,23	–	1,5	0,4	–	0,09	0,06	0,16
	[BC] 70–105	6,3	5,7	0,13	–	–	–	–	0,08	0,06	0,12
	[C] 105–150	6,2	5,6	–	–	–	–	–	0,04	0,06	0,21
100	Эол 60–0	6,1	4,8	–	–	–	–	–	0,04	нет	0,07
	[A1] 0–23	6,1	4,7	0,48	0,02	1,6	0,4	0,1	0,04	0,02	0,08
	[A2] 23–70	6,1	4,6	0,12	–	1,2	0,4	нет	0,03	нет	0,15
	[B1f] 70–140	5,9	4,5	0,16	–	1,3	0,5	0,1	0,10	0,03	0,18
	[C] 140–200	6,0	4,8	0,08	–	1,2	0,8	0,1	0,07	0,02	0,11
53	A1 0–16	4,8	3,4	1,34	–		нет	–	0,02	0,03	0,15
	A2 16–22	4,9	3,8	0,57	–		нет	–	0,01	0,02	0,11
	B1fh 22–35	5,1	3,9	0,85	–		нет	–	0,14	0,10	0,21
	B2f 35–68	5,6	4,2	–	–		нет	–	0,05	0,08	0,14
	BC 68–125	6,0	4,6	–	–		нет	–	0,02	0,05	0,12

ные профили 105–150 см (табл. 11). По мощности горизонтов A1 и E они значительно превосходят современные почвы (разрез 53–А7), формировавшиеся более 4 тыс. лет. Средняя мощность элювиальной части профиля (A1+E) уменьшается от 51 см у нижней погребённой почвы до 24 см у верхней, а у дневных (фоновых) почв, формировавшихся более 4 тыс. лет, составляет лишь 19 см. Подобные изменения мощности горизонтов A1 и E (A2 по номенклатуре того времени) погребённых почв дюны Вингкопе установлены В.К. Гуделисом (1960).

Уменьшение мощности элювиальной части профиля от более древних к более молодым почвам данного разреза, как и в разрезе Латыши, не является последствием различий в абсолютной высоте, на которой они сформировались. Так, в левой части обнажения верхняя погребённая почва опускается и залегает на высотах менее 27 м, т.е. на тех же, что и три древние почвы. Но и здесь она имеет значительно меньшую мощность горизонтов: A1+E = 20–30 см, против 45–51 см у древних почв.

Снижение мощности горизонта E в ряду разновозрастных современных (дневных) подзолов впервые было установлено Аалтоненом и Маттсоном (см. Иенни, 1948). По их мнению, граница горизонтов E и B1f и максимум накопления R_2O_3 по мере развития почвенного профиля на зрелых стадиях поднимаются вверх за счет аккумуляции Fe_2O_3, на поверхности горизонта Bf, уже заполненного окислами Fe и Al, а также илом. Следовательно, эти изменения почвенного профиля связаны с саморазвитием почв. Вероятно, разной длительностью саморазвития отчасти можно объяснить различия профиля почв Куршской косы погребённых и фоновой, формировавшейся более длительное время (по крайней мере в 4 раза дольше): в профиле последней граница между горизонтами E и Bf резкая, залегает высоко, а максимум содержания R_2O_3 "прижат" к горизонту E.

Однако при сопоставлении собственно погребенных почв дюны Вингкопе следует исходить из того, что по длительности формирования (саморазвития) они почти не различаются. Поэтому закономерное уменьшение мощности элювиальной части профиля от нижней почвы к верхней скорее свидетельствует о постепенном изменении условий почвообразования от начала суббореального периода к настоящему времени.

Спорово-пыльцевые исследования погребённых почв Куршской косы не выявили определённых изменений географической среды, но обнаружили диагенетические искажения состава пыльцы, что особенно характерно для песчаных почв (Александровский, 1983).

Большой интерес представляют результаты реконструкции пород деревьев по угольками из погребённых почв Куршской косы (Александровский, 1983). В гумусовом горизонте самой нижней погребённой почвы найдены древесные угли сосны (40%), дуба (50%), липы (6%), вяза (1%), орешника (2%), а в самой верхней – сосны (98%) и березы (2%). На участие березы при образовании верхней погребённой почвы в районе исследованных нами разрезов указывают многочисленные находки бересты на её поверхности. Реконструкции растительности на основе анализа углей вполне соответствуют автономному мезоморфному характеру почвообразования на дюнах и увязываются с наблюдениями об уменьшении роли широколиственных пород в составе лесов Литвы в результате похолодания климата в позднем голоцене (Сейбутис, 1971).

Таблица 11

Мощность горизонтов и профиля погребённых почв (I–IV) дюны Вингкопе и дневных почв на древних параболических дюнах (Юодкранте)

Почвы и их возраст	O+AO			A1			E			A1+E, элювиальная зона (A)			B (B1+B2+BC) иллювиальная зона			A+B+BC			ΣA/ΣB
	n	*M**±σ	v	*n*	*M*±σ	*v*	*n*	*M*±σ	v	*n*	*M*±σ	v	*n*	*M*±σ	v	*n*	*M*±σ	v	
Дневные почвы, >4000 лет	8	**10**±1,5	*15*	*14*	**10**±2	*22*	*14*	**9**±9	*102*	*14*	**19**±10	*52*	*3*	**101**±4	*4*	*3*	**129**±4	*3*	0,19
Погребённые почвы: $I_{600\ л.н.}$	*11*	**2**±2	*93*	*6*	**5**±3	*70*	*11*	**19**±4	*20*	*6*	**24**±4	*18*	*3*	**100**±13	*13*	*3*	**125**	*0*	0,24
$II_{1400\ л.н.}$		–		*6*	**13**±4	*31*	*6*	**29**±12	*41*	*6*	**42**±9	*21*	*9*	**89**	–	*2*	**128**	–	0,47
$III_{2900\ л.н.}$		–		*7*	**9**±3	*32*	*8*	**29**±5	*21*	*7*	**38**±5	*14*	*2*	**82**	–	*2*	**118**	–	0,46
$IV_{4300\ л.н.}$		–		*7*	**19**±3	*15*	*7*	***36***±*8*	*23*	*7*	**51**±9	*18*	*3*	**82**±8	*9*	*3*	**138**±14	*10*	0,62

* M – среднее значение мощности горизонтов и профиля в см; *n* – повторность, σ – квадратическое отклонение; v – вариабельность.

Приведенные выше палеопедологические и палеоботанические данные показывают, что в условиях влажного и достаточно теплого климата в периоды SB-1, SB-3 и SA-1 на дюнах Куршской косы под сосново-широколиственными лесами формировались дерново-подзолистые иллювиально-железистые почвы с мощными горизонтами A1 и E. В позднесубатлантическое время (SA-3) в условиях похолодания климата ("малый ледниковый период") и смены состава лесов с сосново-широколиственных на сосновые здесь формировались подзолистые иллювиально-железистые почвы с менее мощной элювиальной частью профиля и часто не имеющие горизонта A1. Скорость почвообразовательных процессов в периоды SB-1, SB-3 и SA-1 была выше – мощные профили формировались в течение интервала более 1000 лет. Исследования современных разновозрастных почв, проведённые в Прибалтике, показали, что в настоящее время в условиях похолодания и снижения почвообразующего потенциала климата и биоты формирование зрелых профилей происходит медленнее и охватывает период более 1,5–2 тыс. лет.

Можно полагать, что современные дневные почвы Куршской косы, представленные профилями фоновых почв в районе Юодкранте, на первых стадиях своей эволюции, в периоды более интенсивного почвообразования (SB-1, SB-3 и SA-1), имели такие же мощные горизонты A1 и E, что и погребённые почвы этих периодов (дюна Вингкопе). Но в конце субатлантического времени в результате смены биоклиматических условий дневные (фоновые) почвы эволюционировали в почвы с меньшей мощностью горизонтов A1 + E при сохранении мощности профиля. Возможно, этому способствовал и процесс саморазвития по схеме Аалтонена–Маттсона: рост вверх границы между горизонтами E и Bf и перемещение максимума аккумуляции Fe_2O_3 в верхнюю часть горизонта Bf. Но основной причиной позднеголоценового уменьшения элювиальной толщи, обнаруживаемой по данным изучения погребённых хронорядов почв, по нашему мнению, являются изменения природной среды, связанные с похолоданием климата.

Уукса. На северо-восточном побережье Ладожского озера, недалеко от пос. Уукса, исследован хроноряд песчаных подзолов на поднимающемся берегу озера. На береговых валах в автономных условиях мощность элювиальной части профиля ~ 5–7 см (гор-ты A1E + E) устанавливается через 500 лет, а мощность профиля – через 1500 лет после начала почвообразования. Затем дифференциация профиля усиливается при сохранении мощности. В понижениях рельефа между валами мощность подзолистого горизонта увеличивается до 15 см.

Кроме хроноряда дневных почв здесь выявлены подзолы, погребённые под валом Ладожской трансгрессии (5350 ± 130 лет; ИГАН-275). Они более мощные (E 15–30 см), чем фоновые (E 5–15 см). Как и по результатам исследования погребённых подзолов Куршской косы, в позднем голоцене, из-за нарастания горизонта B1f вверх, мощность горизонтов A1 + A2(E) уменьшилась вдвое (Александровский, 1983).

В разрезе на *Черной речке* под Санкт-Пертербургом, который изучался рядом исследователей (Кипиани и др., 1966; Серебрянный, 1969; Знаменская, 1969), обнаружены две погребённые почвы. Особый интерес представляет почва II, относящаяся к первой половине атлантического периода, 7500–7100(6500) лет назад (Александровский, 1983). Почва эта формирова-

лась значительно короче, чем современные, но гумусовый и элювиальный горизонты у нее мощнее. Это свидетельствует о более теплом климате времени ее формирования по сравнению с современностью.

Почвы курганов *в центре Русской равнины*. В центральной части Русской равнины палеопочвы дюн, которые могли бы охарактеризовать эволюцию песчаных подзолистых почв в голоцене, пока не изучены. Приведем результаты исследования почв курганных могильников бронзового века, расположенных к северу от г. Москвы.

Интересны данные исследования палеопочв Кухмарского могильника, расположенного на высоком северном берегу Плещеева озера (описания почв Л.К. Целищевой).

Почва под курганом 108 см имеет следующее строение профиля:

[A1E] 108–125 (0–17) см. Пятнистый с серыми и белёсыми зонами разнозернистый песок, уплотнённый, бесструктурный, много угольков; горизонт пересекается двумя псевдофибрами; переход четкий.

[B1f] 125–140 (17–32) см. Буро-жёлтый песок, слабоуплотнённый, бесструктурный, единичные угольки; переход ясный.

[B2] 140–165 (32–47) см. Бурый песок, рыхлый, в нижней части появляются белёсые пятна; переход ясный.

[I–IIB3] 165–180 (47–62) см. Грязно-бурый, влажный, песчаный, с суглинистыми участками, уплотнённый; переход резкий.

[IIB3] 180–210 (62–92) см. Бурый с белёсыми песчаными гнездами опесчаненный суглинок, ореховатый, плотный.

В ровике, окружающем курган, почва оподзолена сильнее. Подстилание суглинком начинается на глубине 15–30 см в пределах элювиальной части профиля. Фоновые почвы за пределами курганного могильника песчаные подзолистые на песках, подстилаемых с глубины 0,5–1 м моренным суглинком, и дерново-подзолистые на суглинках.

Близкие результаты получены при изучении почв, погребённых под курганами бронзового века в районе Красноармейска. Погребённая почва сходна с современной (фоновой) дерново-подзолистой по строению почвенного профиля, но отличается более развитым гумусовым горизонтом.

На кургане, который был неоднократно перерыт и подсыпался, педогенез идет по типу слабооподзоленной почвы. С почвообразованием на кургане связано развитие псевдофибров, прослеживающихся в нижней части курганной насыпи и в профиле погребённой почвы.

На поверхности песчаных курганов времени средневековья, в районе Бронниц, почвообразование идет по подзолистому типу. Хорошо развиты подзолистый и иллювиально-железистый горизонты (E + Bf). Однако из-за молодого возраста (менее 1000 лет) мощность профиля на кургане меньше, чем на фоновой поверхности.

Таким образом, в начале голоцена почвы лесной зоны на песках проходили стадию мерзлотных слаборазвитых с признаками оглеения (Александровский, 1994). После этого до термического максимума голоцена происходило развитие альфегумусовых почв, увеличение мощности элювиальной и иллювиальной частей их профиля, затем почвенный профиль преимущественно наследовался (см. рис. 11б); эволюция характеризуется как простая моногенетическая. Отмечаются явления стирания горизонта A1 среднего голоцена и уменьшения мощности элювиальной толщи в течение SA-перио-

да за счет нарастания горизонта B1f вверх (возвратная эволюция). Так, в ряде разрезов (Северное Приладожье, Финский залив, Куршская коса, Западная Белоруссия) обнаружены среднеголоценовые погребённые подзолы, имеющие более мощную элювиальную часть профиля, чем современные. Итак, во всех указанных разрезах, характеризующих запад – северо-запад Восточной Европы, за последние 2–3 тыс. лет мощность горизонтов A1E + E уменьшилась вдвое. Эволюция почв в течение субатлантического периода протекала в противоположном направлении по сравнению с основным этапом развития профиля в первой половине голоцена. Причиной такой направленности эволюции почв, которая может быть названа возвратной, вероятно, является похолодание климата.

СЛОЖНЫЕ МОДЕЛИ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВ

Модели характеризуются сменой набора основных элементарных почвообразовательных процессов типа почвообразования, комплекса устойчивых свойств почвы (инварианта) и, следовательно, представляют собой полигенетическую эволюцию почв. Подобная эволюция распространена в регионах, расположенных в пределах смещения ландшафтных и почвенных границ (зоны голоценового экотона), например между лесом и степью. Здесь, на границе между зонами чернозёмов и серых лесных почв, серых лесных и дерново-подзолистых почв выявлены одни из наиболее контрастных случаев их голоценовой эволюции. Отметим, что признаки контрастной эволюции почв приурочены к областям распространения "сенсорных пород": лёссов, покровных суглинков и др., на которых почвенный покров наиболее разнообразен и динамичен. Кроме лесостепи, районы распространения сложной (полигенетической) эволюции располагаются на границе между зонами подзолистых и тундровых почв, а также между ареалами каштановых почв и солонцов.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ НА ГРАНИЦЕ ТУНДРА/ЛЕС

Эволюция почв южной части тундры и лесотундры была обусловлена изменениями теплообеспеченности, вызывавшими смещения границы тундра/лес. Эту гипотезу высказал и обосновал Ю.А. Ливеровский (1933). Он обнаружил в современной тундре мощные погребённые подзолы и связал их образование с продвижением тайги к северу в эпоху термического максимума голоцена. Среднегодовая температура в то время была на 2–3° выше современной (Хотинский, 1977). Позже, в условиях современного похолодания климата, тайга отступила к югу, что привело к смене подзолов на тундровые почвы. Сходные изменения почвообразования – результат похолодания климата в позднем голоцене – установлены в Канаде (Bryson et al., 1965; Sorenson, Knox, 1973). По данным Брайсона с соавторами (Bryson et al., 1965), погребённые под современными тундровыми почвами подзолы характеризуются радиоуглеродными датами около 3500 лет назад. Современная гра-

ница лес/тундра в районе исследования указанных авторов с того времени сместилась к югу с 63 до 60° с.ш. В горной тундре Хибин также выделяется среднеголоценовая стадия формирования подзолистых почв (Возовик, 1976).

В Большеземельской тундре (на границе между кустарниковой тундрой и лесотундрой) нами исследованы хорошо развитые погребённые подзолы, сходные с таковыми северной и средней тайги. На поверхности перекрывающего их эолового песчаного наноса в настоящее время под растительностью северной лесотундры формируются почвы с профилем А-С. По данным радиоуглеродного датирования (1540±160 лет, МГУ-ИОАН-66), смена таежного почвообразования на лесотундровое произошла здесь, в северной лесотундре, в середине субатлантического периода, то есть позднее, чем в современной тундровой зоне.

В северной части Западной Сибири обнаружены признаки двух стадий почвообразования (Евсеев, 1991). В течение первой почвы формировались в условиях более благоприятных по сравнению с современными. Затем активизировались процессы погребения почв под эоловыми и делювиальными отложениями с включением жильного льда, на которых 5–6 т.л.н. началось формирование современных почв.

Для почв Восточно-Европейской тундры, сформированных на суглинисто-глинистых породах, эволюционные построения основываются обычно на косвенных фактах. Среднеголоценовые погребённые почвы здесь пока не известны. Важнейшим фактом эволюции этих почв является наличие в их профиле мощной элювиальной толщи. Предполагается наследование данной толщи современными тундровыми почвами со среднего голоцена (Таргульян и др., 1978; Игнатенко, 1979).

Особое строение профиля имеют элювиально-глеевые почвы. В верхней и нижней частях их профиля расположены глеевые горизонты. Между ними находится бурый, хорошо оструктуренный (комковато-ореховатый) горизонт с кварцевой присыпкой на гранях отдельностей. По мнению К.А. Уфимцевой (1968), данная присыпка связана с реликтовой оподзоленностью.

Предполагается, что в период среднеголоценового термического максимума почвы южной тундры и лесотундры развивались под темнохвойной тайгой. В это время в их профиле сформировалась мощная элювиальная толща (Таргульян и др., 1978; Игнатенко, 1979).

Последовавшее похолодание привело к активизации мерзлотных процессов, вытеснению древесной растительности тундровой. Процессы мерзлотных турбаций, однако, не привели к полной гомогенизации почвенной толщи, так как этому препятствовал появившийся горизонт вечной мерзлоты. Деятельный слой, в пределах которого протекали указанные процессы, в целом совпал с элювиальной толщей наследуемого текстурно-дифференцированного профиля. Признаками мерзлотного периода являются заплывшие морозные трещины, а также обильная кварцевая присыпка в средней и нижней частях почвенного профиля, накопившаяся из-за суспензионного выноса по трещинам. Кроме того, в течение позднеголоценовой стадии сформировались два глеевых горизонта. Нижний образовался над глубоко залегающей мерзлотой. Верхний – глеевый или глееватый, сформировался в результате увеличения гумидности климата (Игнатенко, 1979).

Заключения о столь существенных сдвигах природных и почвенных зон на севере Русской равнины и Сибири во многом соответствуют данным палинологии, согласно которым на месте современной средней и северной тайги во время термического максимума голоцена (атлантический период) располагалась южная тайга (Елина, 1980). Скорее всего разрастание торфяников и заболачивание почв в позднем голоцене в тайге усилилось, но в южной тундре торфяники, видимо, в основном унаследованы от лесной стадии. Очевидно, смещения границы между тундрой и тайгой были не фронтальными, а имели более сложную пространственно-временну́ю структуру. При этом, наиболее существенные изменения педогенеза на севере, несомненно, были связаны с климатогенными изменениями облесённости южной части современной тундры (Палеоклиматы..., 1988).

По нашему мнению, в решении проблем эволюции почв большое значение должны иметь исследования палеопочв, причем, с применением современных методов их датирования и анализа почвообразовательных процессов. Эти работы должны сопровождаться комплексом палеогеографических исследований, что позволит рассматривать развитие почв в тесной связи с изменениями географической среды.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ В ПЕРЕХОДНОЙ ПОЛОСЕ ОТ ТАЙГИ К СТЕПИ

Исследования эволюции суглинистых почв с текстурно-дифференцированным профилем проводились нами преимущественно в южной тайге, зонах смешанных и широколиственных лесов, а также в лесостепи. Основные объекты исследования по этой проблеме располагались в центре Русской равнины, на Средней Волге, в бассейне р. Вятки, в западной части Украины, в предгорьях Северного Кавказа. Получено большое количество радиоуглеродных датировок как по реликтовым гумусовым горизонтам в профиле дневных почв, так и по погребённым почвам. Кроме физических и химических почвенных анализов, выполнялись палеоботанические и другие определения. На основе этих данных сделана попытка увязать стадии эволюции почв в удаленных друг от друга районах Северного Кавказа, Прикарпатья, Средней Волги и некоторых других в единую пространственно-временну́ю систему.

Большое внимание при исследовании эволюции полигенетических текстурно-дифференцированных почв: дерново-подзолистых, серых лесных и других, нами было уделено проблеме возраста и генезиса стадии образования второго гумусового горизонта и определению её места в эволюции почв, а также палевого горизонта Ef (Bf).

Проблема климатической эволюции почв лесостепи представляется еще более острой. Отметим, что почвы лесостепи, черноземы и другие одними исследователями рассматриваются как мало изменявшиеся в голоцене (Маданов и др., 1967; Бельгард и др., 1983), другими – как свободно эволюционировавшие, например из черноземов в серые лесные и почвы лессиве при смене степи на лес (Яковлев, 1914; Bork, 1983). Следовательно, по мнению одних авторов, черноземы очень устойчивы к внешним воздействиям, по мнению других – неустойчивы, что делает существенно различным прогноз их состояния и на ближайшее, и на отдаленное будущее.

Почвообразование на рубеже плейстоцена и голоцена

Реконструкция почвообразования на лёссовидных покровных суглинках переходного этапа от плейстоцена к голоцену является одной из наиболее трудных задач, поскольку маломощные профили этого времени стерты при образовании профилей голоценовых почв, проработавших материнскую породу на большую глубину (стирающая эволюция).

Почвы позднеледникового возраста встречаются в нижних частях склонов обычно в переотложенном виде, но иногда и в автономных позициях – на водоразделах и террасах, сложенных с поверхности лёссовидными суглинками. Здесь почвы представлены в той или иной степени переотложенными солифлюкционными процессами, гумусовыми горизонтами и гумусовыми клиновидными структурами. Например, почвы, исследованные нами на юге Ярославской области в долине р. Сары и прилегающих к ней частях Борисоглебской возвышенности (разрезах 16–80 и 87-А7).

Разрезы расположены на моренном холме, в верхней части пологого склона, спускающегося ко второй надпойменной террасе р. Сары. Водоразделы здесь сложены московской мореной, перекрытой слоем лёссовидных суглинков мощностью до 2,5–3 м. Аналогичные суглинки перекрывают и вторую надпойменную (озерную) террасу и, местами, флювиогляциальную террасу. На террасовых и водораздельных поверхностях сформированы дерново-подзолистые почвы, часто со вторым гумусовым горизонтом.

В *разрезе 16–80* позднеледниковая почва залегает на глубине 70–90 см (в нижней части горизонта В1 современной дерново-подзолистой почвы) в виде солифлюкционно переотложенного гумусового горизонта. Верхняя часть профиля дерново-подзолистой почвы представлена горизонтами $A1_{пах}$ – A1h – A1ELh – ELB1 (общей мощностью 45 см).

Погребённая почва приурочена к нижней части голоценового текстурно-дифференцированного профиля:

B1t 41–90 см. Бурый (7,5 YR 5/4) средний суглинок, ореховатый, плотный; в верхней части редкие кротовины и тёмно-серые клинья, вложенные в белёсые клинья (верхняя часть магистральных трещин); на поверхности ореховатых педов бурая и тёмно-бурая кутана и белёсая скелетана; переход к горизонту В2 постепенный, к фрагментарному [А1] – резкий.

[А1] фрагм. 70–92 см. Красновато-тёмно-серый (7,5 YR 4/3) тяжёлый суглинок, плотный, солифлюкционно расслоенный, ореховатый; на поверхности педов тёмно-бурые и тёмно-серые кутаны и скелетаны; в магистральных трещинах белёсое заполнение; верхняя и нижняя границы резкие.

B2t 90–180 см. Бурый (7,5 YR 6/4) средний суглинок, крупноореховато-призматический, плотный, пористый; на поверхности педов бурая кутана; в магистральных трещинах бурые, тёмно-серо-бурые глинистые и осветленные пылеватые кутаны

Следы солифлюкционных нарушений в погребённом гумусовом горизонте [А1] позднеледниковой почвы выражены в виде волнистого переслоя тяжёлого суглинка более или менее темного цвета. Этот горизонт несогласно солифлюкционной слоистости в голоцене был разбит трещинной сетью вертикальной и горизонтальной ориентации (трещины усыхания и шлиры), формирующей ореховатую структуру горизонта B1t.

В *разрезе 87-А7*, расположенном несколько ниже по склону, позднеледниковая почва представлена клиновидной структурой, залегающей несколько глубже (75–105 см) на переходе от горизонта В1 к В2t (рис. 14). Клиновидная структура заполнена сильногумусированным тяжёлым суглинком, плотным, красновато-тёмно-бурого и красновато-чёрного цвета. Хорошо видна первичная солифлюкционная слоистость заполнения. Несогласно этой слоистости материал заполнения разбит голоценовой трещинной сетью, образующей ореховатую и ореховато-призматическую структуру горизонтов В1 и В2t современного почвенного профиля. На поверхности ореховатых педов, в пределах клиновидной структуры и вне ее, лежит красновато-бурая глинистая кутана и белёсая скелетана.

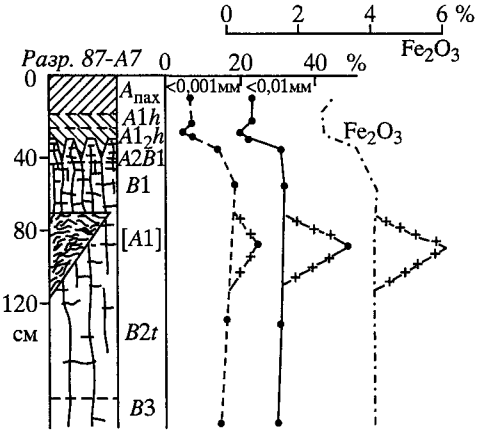


Рис. 14. Распределение фракций < 0,001 мм и < 0,01 мм и валового Fe_2O_3 по профилю дерново-подзолистой почвы со вторым гумусовым горизонтом Ah и позднеледниковым гумусированным горизонтом

–х – содержание фракций и оксида Fe в позднеледниковом гумусированном горизонте

Возраст клиновидной структуры, датированной по гуминовым кислотам радиоуглеродным методом, составляет 10300 ± 60 лет (ИГАН-215). Очевидно, это переотложенный материал верхних гумусированных горизонтов аллерёдской почвы. Датировка, вероятно, несколько омоложена за счет молодых гуминовых кислот, находящихся в составе кутан. Величина омоложения соответствует расчетной для данной зоны (Александровский, Чичагова, 1998; Alexandrovskiy, Chichagova, 1998). Скорее всего, структуры образовались при вытаивании позднеплейстоценовых ледяных жил и заполнении их переотложенной массой гумусового горизонта аллередской почвы. Сами почвы не сохранились, но судя по заполнению клиньев, их горизонты А1 были хорошо развиты. В перигляциальных условиях позднего дриаса клиновидные структуры были перекрыты слоем лёссовидного суглинка мощностью 0,5–1 м, на котором в голоцене сформировались дерново-подзолистые почвы. Склоновые процессы, сопровождавшие отложение суглинка, вызвали его перераспределение по склону. В нижней части склона аллередская почва погребена на большой глубине, а в верхней его части и на вершине они залегают неглубоко, на уровне горизонтов ELB1 и B1t современной голоценовой почвы.

Еще одна погребённая почва позднеледникового возраста исследовалась нами в этом же районе в Деболовском карьере. Она залегает на глубине 2 м на пологом склоне под профилем современной дерново-подзолистой почвы в толще делювиальных супесчано-суглинистых отложений и подстилается песчаными отложениями флювиогляциальной террасы возраста московского оледенения. На позднеледниковый возраст почвы указывают условия её залегания (верхняя часть толщи склоновых отложений валдайского возраста), слабое развитие профиля и слабая переработка мерзлотными процесса-

ми. Последняя отличает её от более древних брянской и микулинской почв, обычно сильно нарушенных криогенезом (Гугалинская, 1982; Сычева, 1979). На всем протяжении стенки обнажения (около 10 м) почва имеет хорошо сохранившийся профиль: (А1) (200–218 см) – Bg (218–250 см) – (IIC) (250–300 см). В горизонте (IIC) и в перекрывающей почву супеси ясно выражены признаки криотурбаций, отвечающих, видимо, последним этапам позднеледниковых похолоданий.

По сравнению с голоценовой данная погребённая почва признаков текстурной дифференциации не имеет, а наоборот, характеризуется накоплением более 50% физической глины (фракция < 0,01 мм) в верхней части профиля, в горизонте (А1). Из-за диагенеза содержание гумуса в горизонте понижено (около 1%), хотя цвет горизонта тёмный. Почву можно квалифицировать как дерновую мерзлотно-глеевую.

Позднеледниковые погребённые гумусовые горизонты обнаружены также на правобережье р. Вятки у Буйского перевоза. Они залегают в нижней части склона в толще делювиальных лёссовидных суглинков под профилем голоценовой дерново-подзолистой почвы и представлены гумусированным материалом очень тёмного цвета, перемещенного склоновыми процессами. Из трёх гумусовых горизонтов, залегающих на глубине 135–160, 230–240 и 285–300 см, верхний самый мощный (30 см) в наибольшей степени охвачен процессами почвообразования in situ. Он имеет признаки крупноореховатой структуры (диагенез), постепенно переходит в лежащий ниже горизонт С.

Голоценовая дерново-подзолистая почва разреза характеризуется более светлой окраской гумусо-элювиального горизонта (белёсо-серого цвета). Её верхние горизонты рыхлые, комковатой и комковато-плитчатой структуры.

Эти и другие исследованные нами на Русской равнине палеопочвы позднеледникового периода и продукты их переотложения указывают на отсутствие процессов текстурной дифференциации и широкое развитие гидроморфных и криогенных явлений на разных элементах рельефа.

Позднеледниковые гидроморфные почвы залегают в лёссовидных отложениях, обычно лишенных признаков гидроморфизма. По-видимому, эти почвы сформировались в периоды кратковременных потеплений, когда мерзлота оттаивала на небольшую глубину, над мерзлотным горизонтом создавалось переувлажнение и основными процессами являлись оглеение и накопление органического вещества. В сходных условиях образовалась трубчевская почва (Величко, 1997). В более северных районах ей соответствует так называемый уровень оглеения – слаборазвитая погребённая почва; в более южных районах Русской равнины – развитая почва, залегающая между лёссом II и лёссом III (Величко, Морозова, 1969). Такое представление о почвообразовании в позднеледниковье вполне соответствует существующим палеогеографическим реконструкциям природных условий того времени – как перегляциальных тундровых и тундро-степных (Гричук, 1965; Величко, 1973). Можно полагать, что в исходном состоянии позднеледниковые почвы имели грубогумусовые горизонты, однако растительный детрит не сохранился вследствие диагенеза. Предположение о превращении недоразложившихся остатков растений в гумусовые вещества на постгенетическом этапе подтверждается и анализом состава гумуса погребённых почв, в которых содержание негидролизуемого остатка обычно значительно снижено.

При образовании этих почв были развиты процессы метаморфизма минеральной массы, что отражено в утяжелении гранулометрического состава верхней части их профиля.

В отличие от голоценовых почв с резко дифференцированным профилем на элювиальные и иллювиальные горизонты позднеледниковые погребённые почвы рассматриваемой территории такой дифференциации не имеют. Существенно различаются и делювиальные отложения: в голоценовых всегда присутствует переотложенный материал элювиальных горизонтов смытых почв; они рыхлые, при высыхании всегда приобретают белёсый оттенок; в поздневалдайских (плотных) делювиальных материал элювиальных горизонтов не прослеживается. Таким образом, и почвы верхневалдайского времени, и продукты их переотложения признаков текстурной дифференциации профиля не имеют, а современный этап развития текстурно-дифференцированных почв на территории Восточной Европы ограничен временем голоцена. Предыдущий же этап развития этих почв относится ко времени микулинского межледниковья (Величко, Морозова, 1969; Величко, 1997). В почвах валдайского времени признаки такого процесса не найдены (Сычева, 1998).

Точно датировать время окончания этапа позднеледникового прерывистого почвообразования и начала формирования современных дерново-подзолистых почв и охарактеризовать первые этапы развития последних сложно, так как раннеголоценовые погребённые почвы, сформированные на суглинках, пока не известны. Имеющиеся косвенные результаты показывают, что в современной лесной зоне процессы выщелачивания карбонатов из почв в позднеледниковье еще не происходили. Они начались в пребореальное время (около 10 тыс. л. н.) и интенсивно развивались в течение бореального периода (Хантулев и др., 1988). Вероятно, в это время исходно карбонатные почвообразующие породы уже были отмыты на значительную глубину и создались условия для развития процессов лессиважа и оподзоливания (Таргульян и др., 1974). По другим данным процессы выщелачивания и оподзоливания активно проходили и во время атлантического периода (Сысуев, 1980). Во второй половине голоцена по мере похолодания климата и снижения глубины зоны педогенеза интенсивность процессов выщелачивания снизилась. И уже в выщелоченном профиле, в основном в его верхней части, продолжалось развитие процессов оподзоливания и текстурной дифференциации.

Эволюция почв с текстурно-дифференцированным профилем на покровных суглинках и лёссах в голоцене

Проблема эволюции дерново-подзолистых, серых лесных и близких к ним почв с текстурно-дифференцированным профилем имеет давнюю историю изучения (Докучаев, 1883; Яковлев, 1914; Соколов, 1932; Захаров, 1935; Тюрин, 1939; Роде, 1947; Laatsch, 1957; Герасимов, 1959; Ehwald et al., 1977; Караваева и др., 1985; Хантулев и др., 1988). Изучались проблемы: происхождения второго гумусового горизонта и времени основного этапа текстурной дифференциации (Драницин, 1914; Герасимов, 1959; Таргульян и др., 1974; Александровский 1983; Прокашев, 1999), происхождения и возраста альфегумусового профиля (палевого горизонта), вложенного в профиль

дерново-подзолистых почв (Таргульян и др., 1978; Тонконогов, 1999), этапа развития процессов проградации почв на границе лес/степь (Павленко, 1955; Александровский, 1990). В последнее время по проблеме развития текстурно-дифференцированных почв появились альтернативные гипотезы (Kopp D., 1965; Соколов и др., 1983).

Проблема эволюции почв со вторым гумусовым горизонтом

Исследование эволюции почв со вторым гумусовым горизонтом является предметом длительной дискуссии (Драницын, 1914; Яковлев, 1914; Афанасьев, 1916; Захаров, 1935; Иванова, Двинских, 1944; Тюлин, Россохина, 1967; Добровольский и др., 1969; Хантулев, Гагарина, 1972; Величко, Морозова, 1975; Караваева, 1978; Караваева и др., 1986; Пономарева, Плотникова, 1980; Гаджиев, 1982; Александровский, 1983; Прокашев, 1999).

Темноцветные вторые гумусовые горизонты выделяются в профиле подзолистых, дерново-подзолистых и серых лесных почв в виде сплошного горизонта или отдельных пятен и линз ниже современного гумусового горизонта. Исследователи объясняют образование второго гумусового горизонта по разному: погребением под тонким слоем лёсса (Величко, Морозова, 1975) или других отложений (Величко, Морозова, 1986; Турсина и др, 1986); влиянием жестких грунтовых вод или палеокарбонатностью пород (Филатов, 1923; Долгова, 1964); иллювированием гуминовых кислот (Пономарева, Плотникова, 1980); саморазвитием рельефа (Керзум и др., 1989); наследием от влажной и теплой среднеголоценовой климатической стадий (Толчельников, Костарев, 1980) или, наоборот, от тундро-лесостепной стадии (Прокашев, 1999). Но большинство исследователей считают его унаследованным от стадии почвообразования, характеризовавшейся евтрофикацией ландшафтов в условиях более теплого и менее влажного климата (Драницин, 1914; Петров, 1937; Laatsch, 1957; Тюлин, Россохина, 1967; Хантулев, Гагарина, 1972; Рубцова, 1974; Караваева, 1978; Гаджиев, 1982; Александровский, 1983; Bork, 1983; Караваева и др., 1985).

Радиоуглеродное датирование свидетельствует о среднеголоценовом или ранне-среднеголоценовом возрасте вторых гумусовых горизонтов (Добровольский и др., 1969; Караваева и др., 1986; Величко, Морозова, 1997; Александровский, Чичагова, 1998; Прокашев, 1999). Среди этих горизонтов можно выделить две основные разновидности: нормальные (деградационные палеоклиматогенные) и западинные.

Ко вторым гумусовым горизонтам иногда относят иные, доголоценовые образования, не деградационные, а погребённые, имеющие следы мерзлотных и солифлюкционных явлений, залегающие нередко на существенно большей глубине, чем нормальные.

Образование нормального второго гумусового горизонта в профиле дерново-подзолистой текстурно-дифференцированной почвы происходит в результате смены двух основных стадий: 1) образования почвы с хорошо развитым гумусо-аккумулятивным горизонтом (чернозёма, серой или тёмно-серой лесной почвы) и 2) деградации гумусового горизонта и образования на месте его разрушенной верхней части новых горизонтов A1 и EL. Степень выраженности и сохранности второго гумусового горизонта может быть разной, но в классическом виде – это сплошной горизонт EL_2h или Bth,

отделённый белёсым горизонтом EL_1 от современного гумусового А1. Типичный для дерново-подзолистых почв горизонт EL_2h имеет тёмно-серый с пепельным оттенком цвет, неровную мощность, плитчатую или комковатую структуру, иногда с клиновидными внедрениями по трещинам в лежащие ниже горизонты ELB и B1.

Тем не менее, несмотря на длительную историю изучения вторых гумусовых горизонтов (ВГ) с помощью анализа почвенного профиля, в том числе с применением методов радиоуглеродного датирования, микроморфологического и физико-химического исследования, остаются нерешёнными многие вопросы, касающиеся их возраста и происхождения. Это связано с тем, что современный педогенез сильно исказил профиль первой половины голоцена, послуживший основой для образования ВГ. Верхняя, более молодая часть исходного гумусового профиля, разрушена. Сохранившаяся в изменённом виде его нижняя и более древняя часть, находящаяся в зоне биохимической активности, имеет омоложенные радиоуглеродные даты (Александровский, Чичагова, 1998).

Таким образом, дневные почвы сложно использовать для реконструкции их эволюции. Сохранившиеся реликтовые признаки представляют собой лишь фрагменты исходного профиля, обычно трансформированные. Полнее стадии эволюции почв могут быть охарактеризованы по данным изучения палеопочв.

Основные этапы эволюции почв в переходной полосе от тайги к степи

Эволюционные изменения данных почв связаны с динамикой экотона лес/степь, которая определялась не столько изменениями температуры, сколько влажности климата, лимитирующей развитие биоты и почвенных процессов. Преимущественное влияние изменений увлажненности климата на эволюцию почв характерно для обширных пространств южной половины Восточной Европы, от южной тайги до Кавказа и Каспия. Наиболее контрастно эти изменения записаны в почвах экотонов и менее контрастно – во внутризональных позициях (Александровский, 1996, 2001).

Реконструкцию этапов педогенеза необходимо проводить при тесной корреляции палеопочвенных выводов с палеогеографическими данными. Есть различные подходы при проведении подобных корреляций. За основу нередко априорно берется схема климатических периодов Блитта-Сернандера: влажный тёплый атлантический период (АТ) 8–5 тыс. л.н.; засушливый – суббореальный (SB) 5–3(2,5) тыс. л.н.; влажный и более холодный – субатлантический (SA) 3(2,5)–0 тыс. л.н. Однако в ряде обобщающих палеогеографических работ показано, что схема Блитта-Сернандера утратила своё палеоклиматическое значение и может являться лишь хронологическим эталоном голоцена (Герасимов, Марков, 1939; Хотинский, 1977; Авенариус и др., 1978; Серебрянная, 1992).

По мнению К.К. Маркова и И.П. Герасимова (1939), среднеголоценовое потепление вызвало понижение относительной влажности климата и смещение всех ландшафтных зон к северу; позднеголоценовое похолодание привело к увлажеенению климата и смещению зон к югу. В работе Т.А. Серебрянной (1992), посвящённой палинологическим исследованиям на Сред-

нерусской возвышенности и выделяющейся по обоснованности выводов данными радиоуглеродного датирования, атлантический термический максимум также характеризуется как самый засушливый, а время распространения леса на лесостепь и лесостепи на степь относится к последним 3–4 тыс. лет. Сходные схемы эволюции ландшафтов, в которых присутствуют две основные стадии развития почв: остепнения в раннем и среднем голоцене и облесения в позднем голоцене, разработаны для Западной Сибири, Восточной и Центральной Европы (Караваева и др., 1985; Александровский, 1988а, 2002; Laatsch, 1957; Müller, 1982; Bork, 1983).

Важные материалы по обсуждаемой проблеме были получены нами в Прикарпатье, на Средней Волге и на Северном Кавказе. Здесь обнаружены курганы степняков-кочевников, распространившиеся в эпоху бронзы далеко в пределы современной лесной зоны. Под ними погребены степные чернозёмы и другие почвы с хорошо развитыми гумусовыми и карбонатными горизонтами, резко отличающиеся от современных лесных текстурно-дифференцированных почв (Александровский, 1988а, 1995б). Комплексное исследование палеопочв ключевых участков и отдельных опорных разрезов, находящихся в пределах этих регионов, позволило по-новому охарактеризовать эволюцию почв обширных пространств Восточной Европы.

Северный Кавказ

Эволюция голоценового педогенеза изучена на примере палеопочв курганов из Адыгеи, Кабардино-Балкарии и других регионов.

Основной район исследования расположен в пределах предгорий, занимающих переходную полосу, с абсолютными высотами от 200–300 до 700–800 м, между Прикубанской наклонной равниной и низкогорьями Северного Кавказа. Район соответствует переходу от Восточно-Кубанского прогиба к Лабино-Малкинской моноклинали (Несмеянов, 1992). В предгорьях выделяются средне- и позднеплейстоценовые террасы (р. Белая), а также уровни выравнивания более раннего возраста (Несмеянов, 1992).

Покровные лёссовидные суглинки являются основной почвообразующей породой и в предгорьях, и на подгорной равнине. Они имеют палево-жёлтую окраску, лишены слоистости, легко рассыпаются. В предгорьях встречаются в основном среднепылеватые делювиального и делювиально-пролювиального генезиса и мелкопылеватые аллювиального, озерно-ледникового и реже делювиального генезиса породы. Местами попадаются опесчаненные лёссовидные суглинки (Кириченко, 1952). Содержание $CaCO_3$ в лёссовых породах аллювиального и делювиального генезиса Западного Предкавказья превышает 3–4%.

Новосвободная

Неподалеку от станицы Новосвободной (Республика Адыгея, в 30 км к юго-востоку от Майкопа), в урочище "Клады" в 1982–2001 гг. нами изучались палеопочвы больших курганов, преимущественно майкопской культуры (ранняя бронза), на Богатырской поляне – почвы дольменов средней бронзы и городища III в. до н.э.

Предгорья в междуречье Белой и Фарса на высотах от 200–300 до 800 м имеют куэстообразное строение и представляют собой холмисто-увалистые поверхности. В результате тектонического поднятия особенно интенсивного в среднем-позднем плейстоцене вся зона оказалась сильно расчленённой многочисленными глубокими долинами небольших рек, балками и оврагами. Поэтому поверхности выравнивания и террасы сохранились плохо, покровные лёссовидные суглинки интенсивно нарушены склоновыми процессами, содержат переотложенный материал третичных кварцевых песчаников, мергелей, майкопских глин (Кириченко, 1952).

В толще лёссовидных покровных суглинков встречаются плейстоценовые погребённые почвы. Так, при раскопках Серебряного кургана в одном из разрезов была обнаружена плейстоценовая почва, залегавшая под раннесреднеголоценовым чернозёмом и лёссом. Она имела строение, типичное для мезинского почвенного комплекса.

Современный климат в районе Новосвободной влажный и теплый. Среднегодовая температура около +8 °С. Существенного промерзания почв не наблюдается, так как среднемесячная температура января составляет только –1,6 °С. Заморозки отмечаются со второй половины октября до первой половины апреля. Также территория отличается от центральных районов Восточной Европы большой продолжительностью тёплого (190–210 дней) и безморозного периодов (175–185 дней) (Краеведческий сборник..., 1963). Годовое количество осадков резко увеличивается при переходе от равнинных территорий к горам (Алисов, 1969). На равнине оно составляет 600–700 мм, в предгорьях 800–1000 мм, большая часть осадков выпадает поздней осенью, зимой и весной. Итак, климат этого района отличает большое количество осадков, высокие температуры и отсутствие промерзания. Вот почему серые лесные почвы региона существенно разнятся с типичными средней полосы Русской равнины.

Исследуемый район предгорий относится к зоне распространения широколиственных лесов. Четко проявляется высотная поясность. Предгорья до высоты 800 м заняты буковыми, дубовыми и дубово-грабинниковыми лесами. Выше преобладают буковые, а примерно с 1500 м растут пихтово-буковые леса (Краеведческий сборник..., 1963). Ниже по макросклону увеличивается доля дуба, а в предслах подгорной равнины, на отметках ниже 150 м, леса сменяются лесостепью. Еще севернее, около р. Кубани располагаются разнотравно-дерновиннозлаковые степи.

Почвы сменяются по направлению с севера на юг в следующем порядке: в пределах подгорной равнины – чернозёмы типичные, выщелоченные и слитые; в предгорьях – тёмно-серые, серые и светло-серые лесные почвы; в горах – бурые лесные оподзоленные почвы (Яковлев, 1914, 1915; Авдеева, 1930; Тюремнов, 1930; Блажний, 1932; Захаров, 1935; Зонн, 1950; Кириченко, 1952; Вальков, 1977). На известняках развиты дерново- и перегнойно-карбонатные почвы.

Характерным признаком серых лесных почв региона является наличие в вертикальном профиле второго (реликтового) гумусового горизонта, залегающего на некоторой глубине от поверхности под ярко выраженным осветлённым горизонтом EL (A2). В тёмно-серых лесных почвах оподзоленность ослабевает, современный и второй гумусовый горизонты сливаются. Горизонт A1 серых лесных почв характеризуется комковато-ореховатой

или комковатой структурой, а иллювиальный горизонт – глыбистой или глыбисто-ореховатой. По всему профилю отмечается наличие сизых пятен оглеения, рудяковых зерен (Вальков, 1977).

В урочище Клады и на Богатырской поляне, расположенных на высотах 500–750 м над уровнем моря, господствующее положение занимают светло-серые лесные почвы часто со вторым гумусовым горизонтом. В большинстве случаев процесс текстурной дифференциации здесь достигает максимального проявления, мощность элювиальной толщи 50–70 см. Поэтому во многих почвенных разностях второй гумусовый горизонт сильно деградирован; может быть фрагментарным или полностью отсутствовать. В отличие от центра Русской равнины, здесь он залегает в иллювиальной толще и почти никогда в элювиальной. На более глинистых породах и в условиях большей увлажнённости исходный гумусовый профиль чернозёма сохраняется значительно лучше, и иногда почвы выглядят как переходные между чернозёмами и серыми лесными.

Исходными почвами, послужившими основой для эволюционных превращений почв лесостепи и лесной зоны, многие исследователи считают типичные и слитые чернозёмы (Яковлев, 1914, 1915; Захаров, 1935; Вальков, 1977). По Яковлеву, на первой стадии эволюции в результате увлажнения климата и распространения леса на степь происходит превращение типичного чернозёма в слитой. В дальнейшем под лесом происходит деградация и оподзоливание бывших ранее степных чернозёмов. В первую очередь разрушается верхняя часть чернозёма, но иногда сохраняется мощный тёмный слитой горизонт. Часто процесс заходит так далеко, что только по наличию на некоторой глубине тёмного реликтового горизонта можно заключить о степном прошлом почв. Нередко, в основании и ниже реликтового горизонта можно встретить ходы степных грызунов-землероев (кротовины) – яркое свидетельство степного прошлого ныне лесных почв. Эти почвы Яковлев назвал серыми лесными землями по чернозёму.

В районе Новосвободной чернозёмы обнаружены только под древними курганами. Современные чернозёмы типичные и выщелоченные располагаются севернее на подгорной равнине. Их особенностью является большая мощность гумусового профиля (более 1,5 м), а иногда наличие высокозалегающего мицелярно-карбонатного горизонта.

Представления С.А. Яковлева о происхождении почв Северного Кавказа на переходе от леса к степи разделяли большинство почвоведов (Авдеева и др., 1930; Блажний, 1932; Захаров, 1935). В предлагаемых указанными авторами схемах почвенного покрова данной территории лесные почвы с тёмноокрашенным, часто слитым, горизонтом утвердились как самостоятельный почвенный тип серых лесных почв, имеющих определенное зональное положение на Северном Кавказе между слитыми чернозёмами и лесными почвами (серыми и бурыми). Сходные схемы развития ландшафтов Кавказа разработаны палеоботаниками (Галушко, 1976; Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969).

Подобные представления развивались относительно почв юга Западной Сибири, Русской равнины и Западной Европы (Драницын, 1914; Петров, 1937; Иванова, Двинских, 1944; Stebutt, 1930; Laatsch, 1938). Однако в послевоенный период Вильямс и некоторые палеогеографы, и почвоведы гипотезу о наступании леса на степь и о деградации чернозёмов подвергли серьёзной крити-

ке. С.В. Зонн (1950) относил лесостепные почвы к двучленным образованиям. Второй гумусовый (слитой) горизонт он считал реликтовым и связывал его генезис с лугово-болотным процессом, происходившим в послевюрмском влажном периоде. Затем, по его мнению, почвы были перекрыты лёгкими наносами, из которых и формировались лесные почвы. В Западной Европе гипотеза деградации чернозёмов под лесом поддерживается, но с появлением схемы Блитта–Сернандера чернозёмную стадию стали относить лишь к раннему голоцену, начало деградации чернозёмов под лесом – к атлантическому периоду. Сохранение при этом чернозёмов до эпохи бронзы объясняется воздействиями древних земледельцев (Ehwald et al., 1977).

В итоге, длительное изучение проблемы с помощью традиционных методов и подходов (сравнительно-географический, анализ почвенного профиля) не дало однозначного ответа. Необходимость комплексного подхода (методы палеопедологии, радиоуглеродный, катен, микроморфологии и др.) назрела. С этой целью в Новосвободной и других районах Северного Кавказа был проведён сравнительный анализ почв со вторым гумусовым горизонтом и погребённых почв, имеющих точные археологические и радиоуглеродные даты. Это позволило понять исходное строение почвенного профиля, послужившего основой для образования современных полигенетичных почв, а также определить последовательность и длительность стадий эволюции почв и почвенного покрова (Александровский, Бирина, 1987; Александровский, Чичагова, 1998; Alexandrovskiy, 2000).

Урочище "Клады". Приведем описания современных (фоновых) почв со вторым гумусовым горизонтом, окружающих курганы бронзового века.

Фоновый разрез 156ф. Склон 2–3° северной экспозиции в 200 м от курганов. Сомкнутый буково-дубово-грабовый лес мертвопокровный.

О1 1–0 см. Фрагментарный опад из листьев деревьев.

$A1_1$ 0–15 см. Тёмно-серый с буроватым оттенком, свежий, рыхлый, лёгкий суглинок, опесчаненный, комковатый; много копролитов и ходов червей, много корней; переход постепенный.

$A1_2$ 15–20(25) см. Тот же, несколько светлее; много буроватых копролитов с размытыми краями; переход по цвету и структуре.

A1 EL 20(25)–30(35) см. Пёстро окрашенный; серо-бурые и бурые мелие пятна, влажноватый, турбированный, слабоуплотнённый, комковато-глыбистый; ходы червей и копролиты в большом количестве; переход постепенный по цвету; структуре.

EL 30(35)–45(55) см. Серовато-палевый, при высыхании ярко-белёсый, слабо уплотнённый, легкий суглинок к супеси, влажноватый, крупно-комковатый с ореховатостью; копролиты, вертикальные ходы червей; рыжие железистые конкреции; много корней; переход заметный по цвету и плотности.

ELB 45(55)–60(65) см. Бурый лёгкий суглинок, влажный, уплотнённый, ореховато-призматический с плитчатостью; на поверхности всех структурных отдельностей белёсая присыпка; в верхней части внутрипедная масса (ВПМ) ярко-жёлто-бурая, в нижней – серо-бурая; переход постепенный.

B1ht 60(65)–80 см. Тёмно-серо-бурый к чёрному средний суглинок, влажный, ореховато-призматический, плотный; признаки слитизации; копролиты; на поверхности структурных отдельностей тёмные гумусо-глинистые

кутаны; мёртвые и живые корни; переход постепенный по цвету, граница неровная.

$B2_1ht$ 80–100 см. Неоднородно окрашенный: на серовато-буром фоне тёмно-серо-бурые пятна, тяжёлый к среднему суглинок, плотный, крупно-ореховато-призматический; гумусо-глинистые кутаны; ходы червей и копролиты; переход постепенный по цвету.

$B2_2htg$ 100–125 см. Тот же, светлеет книзу, кутан меньше, палеокротовины; переход постепенный, граница неровная.

B3tg 125–150 см. На буром фоне сизо-ржавые пятна оглеения; сизые и чёрно-сизые кутаны и вертикально ориентированные заполненные чёрно-сизым материалом ходы червей; влажный, средний суглинок к тяжёлому, плотный, комковатый; палеокротовины, заполненные тёмно-серым с сизым оттенком материалом.

Еще один фоновый разрез Нс-1ф был заложен на разнотравно-злаковом лугу, примерно в 100–130 м на юг от кургана К-27. Луговая растительность является вторичной на месте сведенных примерно 100 лет назад буково-дубовых и дубовых лесов. Светло-серая лесная почва имеет хорошо развитый гумусо-аккумулятивный горизонт А1 светло-серого цвета, второй гумусовый горизонт фрагментарный сохранился плохо.

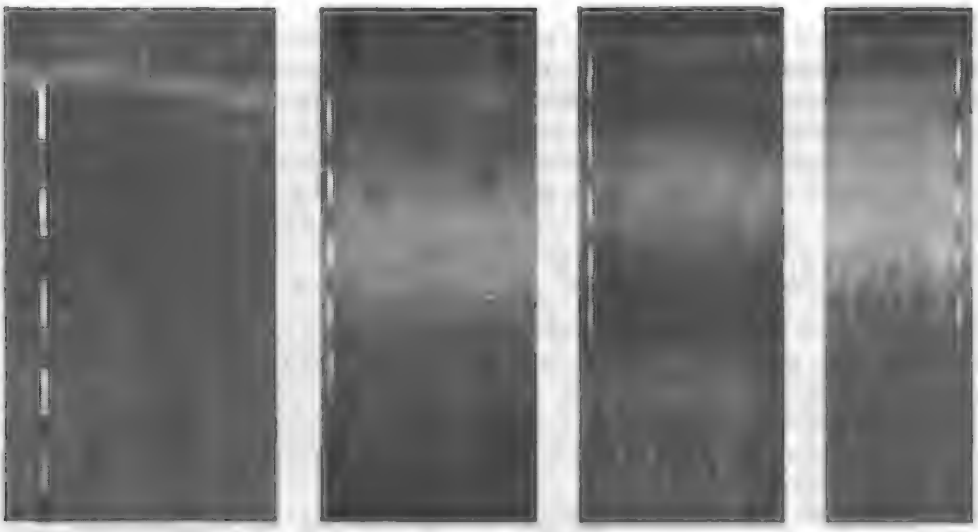
Разрез Нс98-2ф (фоновая почва) заложен на пологом склоне южной экспозиции под буково-дубовым мёртвопокровным лесом. На поверхности почвы лежит слаборазложившийся листовой опад. Типичная светло-серая лесная почва со вторым гумусовым горизонтом (рис. 15*а*, *б*, *в*, *г*):

АО 0–3 см – А1 3–20 см (серый лёгкий суглинок) – EL 20–45 см (палево-светло-серый, при высыхании ярко-белёсый лёгкий суглинок) – ELB 45–60 см – B1ht 60–100 см (тёмно-серый средний суглинок) – $B2_1t$ 100–115 см (рыжевато-бурый с глинистыми кутанами) – II $B2_2tg$ 115–150 см (палеокротовины – II B3tg 150–230 см (сизо-бурый суглинок с включениями третичных пород).

Приведённые описания показывают сходство профилей фоновых почв на пологих склонах, прилегающих к курганному могильнику "Клады". В профиле разреза 156ф хорошо выражен второй гумусовый горизонт, представленный системой горизонтов современного профиля B1ht – $B2_2htg$.

Горизонт Bh (второй гумусовый, реликтовый) фоновых почв в районе исследования четко выделяется в почвенном профиле по цвету. Часто под ним располагаются палеокротовины. Он оструктурен, но с признаками слитизации. Наряду с реликтовыми признаками (Bh) налицо актуальные признаки иллювиального горизонта (Bt), имеет копролиты и пронизан живыми и мертвыми корнями. Видны следы постепенного разрушения горизонта в его верхней части в связи с интенсивно протекающим процессом текстурной дифференциации. Они выражены затеками и узкими клиньями, по которым белёсый материал внедряется в пределы тёмной массы горизонта Bh. Нижняя часть профиля под Bh не "законсервирована", о чем свидетельствуют потеки гумуса по ходам червей и кутаны по граням структурных отдельностей нижележащих горизонтов. Граница между горизонтом ELB и Bht четкая по цвету и ровная, переход постепенный, что характерно для почвенных процессов.

Элювиальная часть профиля над горизонтом Bh мощная и хорошо выраженная. Моцность горизонта EL составляет 25 см, элювиальной толщи –



а *б* *в* *г*

Рис. 15. Палеопочвы из Новосвободной:

а – погребённый чернозём, курган 29; *б* – текстурно-дифференцированная почва на кургане 29; *в* – фоновая текстурно-дифференцированная почва со вторым гумусовым горизонтом, разрез Нс98-2; *г* – фоновая текстурно-дифференцированная почва с мощным элювиальным горизонтом, разрез К27-4

около 50 см, иногда до 70–80 см. Структура элювиального горизонта комковатая, глыбисто-комковатая, что отличает её от таковой текстурно-дифференцированных почв центра Русской равнины. Характерной для северных почв плитчатости не наблюдается. Гумусовый горизонт А1 серого цвета мощный, с хорошо выраженной комковатой структурой. Следовательно, под дубово-буковыми с грабом лесами активно протекают и гумусо-аккумулятивный и элювиально-иллювиальный процессы.

Профиль погребённых под курганами чернозёмов существенно отличается от профиля фоновых почв.

Разрез К26-1п. Почва погребена под 8-метровой толщей чернозёмной насыпи кургана № 26. По кости из нижней части насыпи получена радиоуглеродная датировка около 4460 лет; по данным калибровки возраст образца составил около 5100 лет. Однако известно, что даты по кости нередко бывают омоложенными (Александровский и др., 1997в). Многочисленные ^{14}C даты по более надёжному материалу – углю из других курганов Кладов показали более древний возраст 4,6–5,0 тыс. лет (калиброванный возраст 5,3–5,7 тыс. лет) (Резепкин, 1995). Большая мощность чернозёмной насыпи обусловила хорошую сохранность профиля палеопочвы. В нём сохранились важные диагностические признаки чернозёмных почв. Почвообразующая порода – лёссовидный суглинок. По профилю и в вышележащей насыпи кургана встречаются диагенетические новообразования гипса:

[А1] 0–40 см. Тёмно-серый средний суглинок, уплотнённый, бесструктурный с признаками комковатости, свежий; вертикальные ходы червей с карбонатами и гипсом; железистые конкреции рыжего и охристого цвета; переход постепенный.

[AB] 40–65 см. Серо-бурый, уплотнённый, средний суглинок, комковатый, опесчаненный; кротовины; вертикальные ходы червей с карбонатными и железистыми натеками и гипсом; много рыжих железистых конкреций; переход постепенный.

[BA] 65–80(85) см. Серо-бурый, уплотнённый средний суглинок, комковатый; вертикальные ходы червей с гумусовыми и железистыми затёками; кротовины; карбонаты и гипс в меньшей степени; единичные пустые вертикальные ходы; переход постепенный по цвету.

[B1ca] 80(85)–115 см. Бурый, средний суглинок, бесструктурный; кротовины; хорошо видны вертикальные ходы червей с гумусовыми затёками; карбонатные новообразования; редкие рыжие железистые конкреции; переход четкий.

[B2ca] 115–150 см. Светло-бурый, средний суглинок; тонкие поры с кальцитом; отдельные карбонатные конкреции желтоватого цвета; бесструктурный, уплотнённый.

Всего в Кладах нами исследовано более 20 профилей погребённых чернозёмов под курганами 11, 26, 27, 29, 28, 30, 9 и др. Мощность прогумусированой толщи варьирует от 70 до 100 см. Карбонатный горизонт Bca может начинаться сразу под гумусовой толщей, либо отделяться выщелоченным горизонтом B1, мощность которого обычно не превышает 20 см. Все палеопочвы могут быть классифицированы как чернозёмы типичные и слабовыщелоченные. Диагенетические изменения профиля проявляются в потере структуры, образовании вторичных карбонатов и, реже, красных железистых плёнок по граням педов в верхней части профиля. Также имеются многочисленые диагенетические очень глубокие ходы червей.

Радиоуглеродный возраст чернозёма, погребённого под курганом 27, составляет: 6450 ± 100 ($A1_1$), 7105 ± 200 ($A1_2$), 8240 ± 330 (AB), 9780 ± 578 (BA), ИГАН-1213,1156–1154. Сходный возраст у горизонта A1 чернозёма, погребённого под курганом 26: 6000 ± 100 лет. Возраст второго гумусового горизонта (Bht) в профиле фоновой серой лесной почвы, стратиграфически соответствующего горизонтам AB и BA погребённого чернозёма, несколько омоложен: 7130 ± 40, ИГАН-1084 (Александровский, Чичагова, 1998).

На кургане 29 насыпь сложена из чернозёма и не имеет каменной обкладки из карбонатных песчаников. Профиль мощной серой лесной почвы, сильно текстурно дифференцирован из всех описанных накурганных почв (см. рис. 15).

Разрез К29-2. Насыпь кургана (верхняя часть склона), уклон 20°. Древостой: бук, дуб. Подлесок: лещина (густая), папоротник, напочвенный травянистый покров очень редкий. Сухой опад из листвы и веток. Мощность профиля 160 см. Почвообразующая порода – чернозёмная насыпь кургана:

Ad 0–5 см. Светло-серый с буроватым оттенком, сухой, лёгкий суглинок опесчаненный, рыхлый, комковатый; разложившийся опад; копролиты; переход чёткий по цвету; много корней, граница ровная.

A1 5–15 см. Буровато-серый, сухой, лёгкий суглинок опесчаненный, плотный; глыбисто-комковатая структура; тонкие корни; копролиты; зёрна кварца диаметром 2–3 мм; переход постепенный.

ELA1 15–30 см. Серый с буроватым оттенком и пятнами более светлого цвета; вертикальные ходы червей пустые и с тёмно-серым заполнением;

сухой лёгкий суглинок, комковатый, опесчаненный, менее плотный, чем A1; редкие железистые конкреции; переход чёткий по цвету, граница ровная.

EL 30–50 см. Рыжевато-палевый, при высыхании белёсый; сухой, лёгкий суглинок к супеси, опесчаненный, уплотнённый; структура комковатая; по всему горизонту разъеденные останцы бурого цвета; ходы червей пустые и заполненные тёмным материалом; корни; редкие железистые конкреции; переход чёткий по цвету, граница неровная.

ELBt 50–65 см. Окраска неоднородная, вверху белёсая, внизу наблюдается потемнение, на палевом фоне тёмно-бурые пятна; сухой, лёгкий суглинок к среднему, уплотнённый, комковатый; копролиты; мелкие корни; переход чёткий по цвету, граница ровная.

B1t 65–90 см. Тёмный серовато-бурый, свежий, средний суглинок, уплотнённый, ореховато-комковатый; много железистых конкреций; переход постепенный, граница ровная.

B2t 90–140 см. Тёмно-бурый к чёрному, свежий, средний суглинок к тяжёлому, уплотнённый, структура ореховато-комковатая; много железистых конкреций; корни растений; копролиты; глинистые кутаны.

На курганах 26, 27, 9, имеющих обкладку из крупных камней, содержащих $CaCO_3$, текстурная дифференциация профиля слабее.

По химическим свойствам (табл. 12) исследованные фоновые и накурганные серые лесные почвы характеризуются слабокислой к нейтральной реакцией среды; относительно невысоким содержанием гумуса. Имеется пик в содержании гумуса, относящийся ко второму гумусовому горизонту фоновой почвы; а также пик в содержании карбонатов для B2ca погребённого чернозёма и B3caf разреза К26-2 (верх насыпи с обкладкой).

Гранулометрический анализ выявил явную дифференциацию по содержанию фракции ила в фоновых и накурганных почвах, особенно для разреза К29-2 (см. табл. 12, 13). Варьирование в содержании илистой фракции в погребённом чернозёме слабое (разр. 156п).

Среди изученных текстурно-дифференцированных почв степень дифференциации профиля наибольших показателей достигает в разрезах 166к, К29-2, занимающих наиболее автоморфную позицию – вершину кургана. Коэффициент дифференциации (КД, содержание ила в Bt/вEL) равен 3,75 (ВД[4] = 2,75). Интенсивно протекает процесс выноса ила, о чем говорят особо мощные глинистые кутаны в Bt горизонте. Элювиальный горизонт характеризуется наличием в общей опесчаненной массе древних разрушенных кутан, унаследованных от прошлых этапов почвообразования.

Фоновые почвы также являются текстурно-дифференцированными. В большинстве случаев в их профиле присутствует чётко выраженный

---

[4] Для более точной количественной оценки дифференциации вместо коэффициента дифференциации предлагается другой показатель – величина дифференциации (ВД = КД-1). Так, расчет ВД при отсутствии дифференциации дает не единицу, как КД (что неверно), а нуль и в целом более адекватно и наглядно отражает соотношение степени дифференцированности профиля по содержанию ила. Это видно, например, при сравнении данных по разрезам 166к и К26-2. Расчет ВД показывает истинное соотношение дифференцированности, оно составляет 3,2/0,67, то есть профиль разреза 166к дифференцирован сильнее в 4,78 раз. При расчёте КД соотношение (4,2/1,67) составляет всего 2,5. Комментируя результаты вычисления КД и ВД, отметим, что формирование фоновых почв происходило под лесом так же долго, как и на курганах, около 3500 лет.

Таблица 12

Химические свойства почв из Новосвободной

Горизонт, глубина,см		Гумус, %	pH		$CaCO_3$, %	Обменные катионы, me/100 g			Ил, < 0,001, mm, %
			H_2O	KCl		H^+	Ca^{++}	Mg^{++}	
166к. Светло-серая лесная почва на кургане 11 из лёсса									
A1EL	0–23	4,5	6,4	5,3	–*	0,4	18,0	3,2	12
ELA1	23–51	1,6	6,4	4,7	–	0,8	9,2	2,1	10
B1EL	51–67	0,8	5,7	3,9	–	–	–	–	20
B1t	67–80	0,9	5,5	3,8	–	2,4	14,1	4,5	36
B2t	80–112	0,9	5,5	3,8	–	–	–	–	42
B3t	112–152	0,6	5,6	3,9	–	1,3	13,9	4,8	39
158к. Светло-серая лесная почва на кургане из чернозёма с известняковым панцирем									
A1	0–10	3,0	5,2	4,3	–	0,2	13,7	1,6	21
ELA	10–25	3,2	5,5	4,6	–	0,1	12,8	1,3	15
AELB1	25–40	5,3	6,2	5,4	–	0,05	22,0	2,2	16
ELB	40–60	1,7	5,2	3,9	–	0,5	14,5	1,4	28
B11t	60–80	1,7	4,9	3,7	–				31
B12t	80–100	1,3	5,5	4,1	–	0,3	22,3	1,0	37
B2k	100–140	1,8	8,1	6,9	3,3				27
162. Светло-серая лесная почва на срезанной поверхности, созданной вокруг кургана									
A1	0–25	2,8	6,2	4,6	–	1,3	7,3	2,0	12
AEL	25–38	1,4	5,8	4,5	–	0,8	5,0	0,8	10
EL	38–55	0,6	6,0	4,5	–	0,2	3,8	0,6	10
B1t	55–90	0,6	5,7	4,1	–	0,9	14,5	2,9	30
B2g	90–130	0,4	5,8	4,2	–	0,2	11,9	2,8	34
156п. Типичный чернозём, погребённый под курганом 5500 летнего возраста									
A1	0–40	2,4	7,9	6,4	0,5	–	22,7	2,9	28
AB	40–60	1,5	8,2	6,5	0,1	–	25,2	4,0	29
BA	60–90	0,9	8,4	6,6	0,1	–	22,5	3,0	29
B1	90–100	0,7	8,5	6,6	0,1	–	21,5	3,5	29
B2ca	100–140	0,4	8,9	7,2	9,5	–			25
156ф. Светло-серая лесная фоновая почва									
A	0–15	5,3	6,6	5,8	–	0,05	18,3	2,9	13
A	15–20	3,0	5,9	5,0	–	–	–	–	12
AE	20–30	1,7	5,9	4,9	–	0,07	8,5	1,6	12
EB	30–50	0,7	5,5	4,2	–	0,26	8,9	1,9	21
BEh	50–60	0,8	5,5	4,2	–	0,27	13,2	2,6	30
Bht	60–80	1,6	5,5	4,2	–	–	–	–	44
B2ht	80–100	1,2	5,6	4,2	–	–	–	–	47
B2t	100–130	–	6,0	4,7	–	0,08	25,5	3,6	44
B3tg	130–150	–	6,8	5,1	–	–	–	–	42
Урвань, 104. Тёмно-серая лесная фоновая почва									
A1	0–18	6,5	6,1	6,2	–	–	20,0	2,8	19
A1El	18–26	3,8	6,0	5,8	–	–	18,4	3,6	24
B1ElA1	26–43	1,6	6,2	5,2	–	–	21,0	4,2	38
B1t	43–83	1,0	6,4	5,0	–	–	–	–	43
B2k	83–130	0,7	8,0	7/1	15,4	–	–	–	31
B2k	130–150	8,0	7/3	16,1	–	–	–	–	25

Таблица 12 (окончание)

Горизонт, глубина,см		Гумус, %	pH		$CaCO_3$, %	Обменные катионы, me/100 g			Ил, < 0,001, mm, %
			H_2O	KCl		H^+	Ca^{++}	Mg^{++}	
105п. Чернозём обыкновенный под курганом									
[A1]	210–220	0,7	8,1	7,1	0,3	–	–	–	30
[A1]	220–242	0,8	7,9	7,0	0,0	–	–	–	34
[AB]	242–263	0,5	8,2	7,2	7,3	–	–	–	32
[B2k]	263–300	0,5	8,3	7,4	12,7	–	–	–	30
[B2k]	300–325	–	8,5	7,5	17,5	–	–	–	28
102. Чернозём фоновый									
A1p	0–32	3,2	6,4	5,3	–	–	17,8	4,0	–
AB	32–65	1,1	6,2	4,5	–	–	16,0	4,0	–
BAca	65–92	0,6	7,0	5,4	–	–	21,8	3,3	–
B1ca	92–150	0,5	8,2	7,2	6,6	–	–	–	–
B2ca	150–170	–	8,3	7,0	5,4	–	–	–	–

Примечание. –* не определялись; h – реликтовый второй гумусовый горизонт

второй гумусовый горизонт. Он располагается в пределах иллювиальной толщи, диагностируется по буровато-серой окраске, общей оглинённости, наличию микростяжений органического вещества и несколько большему содержанию гумуса по сравнению с соседними горизонтами. Присутствие реликтового горизонта и палеокротовин в этом и других разрезах говорит о степном чернозёмном прошлом фоновых почв. Дифференциация распределения ила несколько слабее, чем в накурганных почвах (разрезы 166к и К29-2). Мезо- и микроморфологические исследования выявили явное наличие кутан иллювиирования в ELBt и Bht горизонтах. В нижней части второго гумусового горизонта кроме исходного гумуса присутствует вмытый гумусо-глинистый материал, поступивший из разрушенной верхней части исходного чернозёмного профиля, замещённой элювиальной толщей.

Наиболее слабая текстурная дифференциация наблюдается в разрезе К26-2, расположенном на вершине кургана 6 с известняковой обкладкой. Гранулометрический анализ выявляет несильную элювиальную потерю ила в верхних горизонтах. Коэффициент дифференциации (КД) разреза = 1,67 (ВД = 0,67). По величине этого показателя горизонт Btca является текстурным, но все же дифференциация здесь самая низкая для накурганных почв.

Эти почвы различаются между собой наличием известняковой обкладки. Здесь, по-видимому, сказывается действие ионов Ca^{2+}, тормозящих процессы дифференциации. Содержание гумуса медленно снижается в средней части профиля. Наличие в верхней части профиля под известняковой обкладкой бурых пятен говорит о микробиологическом разрушении гумуса насыпи. Ниже по профилю происходит накопление карбонатных новообразований, значения pH увеличиваются до слабощелочных.

Таблица 13

Гранулометрический состав почв из Новосвободной

Разрез	Горизонт	Глубина, см	Мощность, см	Средние глубины горизонтов, см	Песок крупный и средний 1–0,25 мм, %	Песок мелкий 0,25–0,05 мм, %	Крупная пыль – 0,05–0,01 мм, %	Средняя пыль 0,01–0,005 мм, %	Тонкая пыль 0,005–0,001 мм, %	Ил < 0,001мм, %	Физическая глина, *X* < 0,01 мм
Урочище Клады, курганы 5000–5500-летнего возраста											
Чернозём,	[A1]верх	0–-15	15	7	3	52	9	6	10	20	36
погребен.	[A1]низ	15–40	25	27	2	48	11	8	6	26	39
под	[AB]	40–65	25	52	3	48	10	3	11	25	39
курганом 26,	[BA]	65–80(85)	15	70	3	48	12	4	6	27	37
Р.К26-1п	[B1ca]	80–115	35	97	4	55	10	3	5	24	31
	[B2ca]	115–150	35	132	3	57	10	4	10	16	30
ТДП	Ad	0–3	3	2							
на кург. 26	ELA1	3–30	27	18	4	52	13	7	9	15	31
с известняк.	B1f,ca	30–110	80	70	7	46	8	5	10	25	39
обкладкой,	B2cagf	110–180	70	145	10	40	11	6	7	25	38
К26-2	B3caf	180–...		200	10	38	16	2	7	28	37
ТДП	Ad	0–5	5	3							
на кургане	A1	5–15	10	10	9	40	17	9	12	12	34
29 без	ELA1	15–30	15	23	10	42	18	8	15	7	30
обкладки,	EL	30–50	20	40	10	42	20	6	13	8	28
К29-2	ELB	50–65	15	57	8	16	30	12	11	22	46
	Bt1f	65–90	25	78	6	14	31	6	14	30	49
	Bt2f	90–160	70	125	9	32	10	9	13	27	49

Богатырская поляна, городище 2300 лет											
Вершина вала	AY	3–31	28	17	13	55	12	4	11	5	20
	EL.Btf(ca)	31–54	23	43	12	47	6	8	8	19	35
	Bt1(ca)	54–73	19	63	12	41	13	5	8	21	34
	Bt2bn	73–140	67	106	12	44	8	6	6	23	35
	Bt3bn	140–170	30	155	11	42	12	1	10	23	34
Склон от вала ко рву городища	AY	5–18(23)	15	12	13	52	15	6	11	3	20
	AYEL	18(23)–34(37)	15	26	12	56	12	4	11	5	20
	ELBf	34(37)–50	15	42	1	60	13	2	9	14	26
	Bt1f	50–88	38	69	8	37	11	4	11	28	44
	Bt2	88–170	82	129	9	40	10	3	13	25	41
Дно рва городища	AY	5–25	20	15	24	41	14	2	14	4	20
	AYEL	25–40	15	32	12	55	13	4	12	4	20
	ELBt	40–70	30	55	1	58	7	8	10	16	34
	Bt1	70–100	30	85	22	26	11	5	8	27	40
	Bt2f	100–170	70	135	12	43	8	5	7	24	37
Богатырская поляна, катена											
Т–1, пр.2 Вершина склона	AY	5–23	18	14	14	62	8	3	10	2	16
	AYEL	23–36	13	29	12	59	13	4	7	5	16
	ELB	36–50	14	43	13	50	7	7	10	12	30
	Bt	50–110	60	80	10	40	9	2	9	30	40
	BtC	110–144	34	125	4	58	8	4	7	19	31
	C	144–175	31	160	1	68	8	3	5	16	23
Середина склона	AY	3–15	12	9	10	59	11	5	8	6	20
	AYEL	15–27	12	21	10	52	12	5	7	13	25
	Bt1[h]f	27–37	10	32	8	41	11	6	9	26	41
	Bt2fhg	37–120	83	78	6	37	11	4	8	35	46
	Bt3fg(h)	120–150	30	135	5	34	15	8	6	32	46
Подножие склона	AY	8–21	13	14	8	52	15	6	11	9	26
	EL	21–50	33	36	8	45	16	6	11	15	31
	ELBf	50–68	13	60	5	50	10	5	16	14	35
	Bt1[h]gf в.	68–80	13	73	8	34	11	6	10	31	47
	Bt2hfg	90–118	28	104	6	34	4	11	9	35	56
	Bt3gfh	118–150	32	134	5	37	14	6	11	28	44

Чернозём, погребённый под курганом 5,5 тыс. л.н., макроморфологически не проявляет признаков текстурной дифференциации (см. рис. 15). Мезоморфологическое исследование тоже не дало подтверждения дифференциации профиля чернозёма, явно отсутствовали кутаны иллювиирования. Об отсутствии ярко выраженных признаков текстурной дифференциации профиля говорит и плавное изменение кривой содержания гумуса.

Вместе с тем, при микроморфологическом исследовании обнаружено большое количество тонких глинистых кутан в горизонте АВ. Подобные явления описаны в некоторых типах чернозёмов (Герасимова, Губин, Шоба, 1992). Наличие тонких кутан указывает на некоторое увеличение увлажнения профиля. Такие кутаны могли образоваться и в связи с процессами диагенеза. О протекании их в профиле погребённого чернозёма свидетельствуют кристаллы гипса.

Результаты морфологического исследования и физико-химических анализов показывают, что ко времени погребения описанного чернозёма на данной территории преобладала степная растительность. Присутствие в профилях погребённых почв ярко выраженных кротовин подтверждает этот факт. Сохраняются палеокротовины и в фоновых почвах.

О степени дифференциации профиля можно судить по отношению содержаний ила в Bt-горизонтах к илу в EL-горизонте серых лесных почв (КД – коэффициент дифференциации, см. Таргульян и др., 1978; Ахтырцев, 1992):

	КД	ВД	
Серые лесные почвы на курганах и фоновые из Новосвободной			
166к	4,2	3,2	(курган 11 из лёсса)
158к	2,46	1,46	(курган 27 из чернозёма с редкой обкладкой)
162	3,4	2,4	(на срезанной поверхности)
156ф	3,92	2,92	(фон)
К26-2	1,67	0,67	(курган 26 из чернозёма с обкладкой)
К29-2	3,75	2,75	(курган 29 из чернозёма без обкладки)
Нс98-2ф	3,0	2,0	(фон)
Чернозёмы, погребённые под курганами			
156п	1,0	0,0	(чернозём под курганом 28)
К26-1п	1,1	0,1	(чернозём под курганом 26).

Из приведённых цифр видно, что известняковая обкладка кургана тормозит протекание процессов, приводящих к текстурной дифференциации. Почвы фоновой поверхности и кургана без обкладки дифференцированы по илу значительно интенсивней.

Исследование *микростроения* почв в тонких шлифах показало наличие мощных кутан иллювиирования в горизонтах Bt накурганных и фоновых серых лесных почв (Alexandrovskiy et al., 1999). В погребённых почвах процессы иллювиирования отсутствуют, отмечаются лишь тонкие кутаны, которые нередко встречаются в чернозёмах лесостепи.

Изучение глинистых минералов (Александровский, Бирина, 1987) выявило существенные различия между погребённым чернозёмом и накурганной почвой (табл. 14). В чернозёме распределение основных групп глинистых минералов относительно равномерное, в почве на кургане 11 заметна дифференциация профиля. Отмечается несбалансированная потеря минера-

Таблица 14

Содержание основных групп глинистых минералов в илистых (< 0,001 мм) фракциях почв

Разрез, почва	Горизонт, глубина, см		Каолинит	Иллит	Монтмориллонит	$i_{10?} : i_{5?}$
Новосвободная. 166, серая лесная на кургане	A1	0–23	45/5*	25/3	30/4	1,1
	E1A1	23–51	44/4	27/3	29/3	1,0
	B1A1	51–67	33/6	27/5	40/8	1,8
	Bt1	67–80	32/12	28/10	40/14	1,4
	Bt2	80–112	29/12	34/14	37/16	2,1
156п. Типичный чернозём под курганом	[A1]	0–40	30	32	38	2,2
	[AB]	40–60	31	33	36	1,6
	[BA]	60–90	32	34	34	1,9
	[B1]	90–100	–	–	–	–
	[B2k]	100–140	31	33	36	1,7
	Исходная почвообразующая порода		31/10	33/10	36/11	

лов группы монтмориллонита и относительное накопление каолинита в элювиальной толще. Это можно объяснить действием процесса кислотного гидролиза, который наряду с процессом лессиважа участвует в формировании элювиально-иллювиальной дифференциации профиля.

Богатырская поляна. Здесь, в районе Новосвободной нами обнаружены чернозёмы, погребённые под дольменом и связанной с ним земляной подсыпкой около 0,5 м. Возраст дольменов несколько меньший (4–4,5 тыс. лет), чем курганов из Кладов. Следовательно, чернозёмы в это время и, очевидно, в течение всего периода среднего суббореала (до 3,5 тыс. л.н.) продолжали формироваться под степной растительностью.

Здесь же, на Богатырской поляне, исследована палеопочва, залегающая под валом городища 2300-летнего возраста. Она представлена профилем чернозёма, уже существенно деградированного. В верхней части профиля появился отчётливый белёсый элювиальный горизонт, сильно обеднённый илом. Это означает, что стадия дифференциации началась задолго, не менее чем за 1000 лет до сооружения вала.

В целом, на обширной территории Северо-Западного Кавказа, сложенной покровными суглинками, обнаружена контрастная эволюция почв на переходе от леса к степи. Она проявляется в превращении чернозёмов типичных и слитых в серые лесные почвы (верхняя часть пояса широколиственных лесов), чернозёмов типичных в тёмно-серые лесные слитые и чернозёмы слитые с признаками текстурной дифференциации (лесостепь и нижняя часть пояса широколиственных лесов).

Рассмотрим другие объекты данного региона, при изучении которых выявлены такие же признаки изменений почв и природной среды, какие установлены в районе Новосвободной.

Урвань. Урванские курганы расположены в центральной части Северного Кавказа, недалеко от г. Нальчика, в краевой части лесного массива, выходящего с предгорий на полого наклонённую слабоволнистую подгорную

Таблица 15

Содержание основных групп глинистых минералов в илистых (< 0,001 мм) фракциях почв

Разрез, почва	Горизонт, глубина, см		Каолинит	Иллит	Монтмориллонит	$i_{10?} : i_{5?}$
Урвань. 105. Тёмно-серая лесная на кургане	A1	0–25	37/6	43/7	20/3	2,8
	A1EL	25–50	35/11	42/13	23/7	2,8
	Bt1	50–98	–	–	–	–
	B2	98–136	32/13	38/16	30/12	2,0
105п. Чернозём обыкновенный под курганом	A1]	210–220	36	34	30	1,6
	[A1]	220–242	–	–	–	–
	[AB]	242–263	35	36	29	2,2
	[B2ca]	263–300	35	35	30	2,0
104. Тёмно-серая лесная фоновая	A1	0–18	37/8	43/7	20/4	2,3
	A1EL	18–26	40/10	40/10	20/4	1,8
	B1EIA1	26–43	37/14	40/15	23/8	1,7
	Bt1	43–83	31/13	31/13	38/17	1,9
	B2ca	83–130	42/13	36/1	22/7	1,8
	Исходная почвообразующая порода		35/12	35/12	30/10	

равнину. Отложения – тяжёлые лёссовидные суглинки. Часть курганов простирается за пределами леса, среди чернозёмов выщелоченных. Здесь под курганами погребены чернозёмы обыкновенные, на курганах формируются маломощные высоковскипающие чернозёмные почвы.

Под курганами, находящимися в глубине дубового леса, также залегают чернозёмы обыкновенные. Профиль фоновых тёмно-серых лесных почв характеризуется значительной текстурной дифференциацией. Тёмно-серые лесные на поверхности курганов дифференцированы слабее. Климат в районе Урвани гораздо суше (около 600 мм осадков в год), чем в Новосвободной. Чернозёмы имеют гумусовый горизонт меньшей мощности, карбонаты в профиле почв выщелочены неглубоко.

Аналитические исследования палеопочв из Урвани указывают на существенные (и сходные с Новосвободной) отличия свойств и генезиса подкурганных чернозёмов от дневных серых лесных почв. Если фоновая серая лесная сильно дифференцирована, то чернозём не дифференцирован и по гранулометрии и по составу глинистых минералов (см. табл. 12, 15).

Степень дифференциации почв по илу следующая:

	КД	ВД	
104	2,26	1,26	(фоновая серая лесная)
105п	1,13	0,13	(подкурганный чернозём).

В Кабардино-Балкарии, как и в Адыгее, широко распространены текстурно-дифференцированные почвы со вторым гумусовым горизонтом (серые лесные почвы по чернозёму). Так как граница леса и степи здесь располагается выше, чем в Адыгее, весь пояс широколиственных лесов с почвами

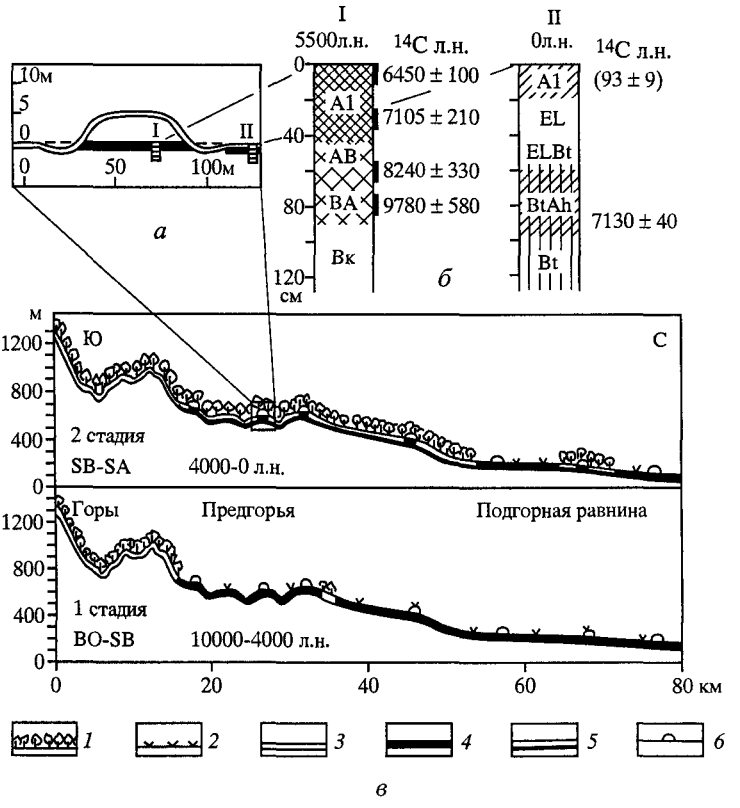


Рис. 16. Две основные стадии развития ландшафтов и почв на северном макросклоне Большого Кавказа:

а – схематическое строение кургана ранней бронзы из Новосвободной и условия залегания палеочернозёма (I), накурганной и фоновой (II) серых лесных почв; *б* – строение профилей и ^{14}C-возраст гумуса палеочернозёма и фоновой серой лесной почвы; *в* – распространение леса на степь и превращение чернозёмов в серые лесные почвы со вторым гумусовым горизонтом в позднем голоцене (время календарное): *1* – леса; *2* – степь; *3* – текстурно-дифференцированные почвы низкогорий; *4* – чернозёмы; *5* – серые лесные почвы со вторым гумусовым горизонтом; *6* – курганы бронзового века

с реликтовым горизонтом смещён выше по макросклону. Тёмноцветные реликтовые горизонты встречаются здесь до высоты 1400 м. Залегают они также глубоко, как и в Адыгее, во втором полуметре. Под ними встречаются палеокротовины. Значит, и здесь вторые гумусовые горизонты образовались из чернозёмов. По ним получены радиоуглеродные даты, показывающие примерно тот же возраст, что и в Адыгее: от 5,5 до 6,2 тыс. лет. Учитывая величину омоложения гумуса в реликтовом горизонте на 2–3 тыс. лет, начало чернозёмной стадии следует отнести к раннему голоцену (9 тыс. л.н. или более).

Подкурганные чернозёмы были выявлены нами и в Северной Осетии у Чиколы. Современные почвы здесь представлены серыми лесными.

Таким образом, по результатам исследования палеопочв центральной и западной частей Северного Кавказа выявлены две основные стадии педогенеза: степная ранне- и среднеголоценовая и лесная позднеголоценовая

(рис. 16). Палеоботаники тоже считают, что на Северном Кавказе и в Закавказье степная стадия первой половины голоцена постепенно сменилась на лесную (Галушко, 1976; Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969).

Прикарпатье и Волыно-Подольская возвышенность

В Прикарпатье и на Волыно-Подольской возвышенности распространены курганы, которые в настоящее время находятся под широколиственными лесами (преимущественно буковыми), но созданы (как и курганы из Новосвободной и Урвани) были в степную стадию. В опорном разрезе Садгора почва погребена в аллювии.

Садгора. Разрез располагается к востоку от г. Черновцы, выше района Садгора по течению небольшой речки, левого притока р. Прут, в буковом лесу. Первая надпойменная терраса правого берега речки имеет высоту около 10 м, сложена пылеватыми суглинками. Сверху залегает двухметровый слой аллювo-делювия, в пределах которого сформирован профиль текстурно-дифференцированной сильноподзоленной почвы. Ниже лежит мощный ранне-среднеголоценовый чернозём на пылеватых лёссовидных суглинках.

Приведем описание профиля дневной светло-серой лесной почвы. *Разрез 165-88А* расположен в 10 м от бровки террасы. Дренаж хороший, признаки оглеения не видны. Лес буковый сомкнутый, мертвопокровный:

ELA1 0–6 см. Серовато-белёсый суглинок, рыхлый, комковато-порошистый; встречаются корешки и копролиты; переход постепенный.

EL 6–21 см. Ярко белёсый с палевым оттенком лёгкий суглинок, рыхлый, порошистый; имеются корни, ходы червей; переход постепенный.

ELBt 21–38 см. Светло-бурый суглинок, слабоуплотнённый, комковато-ореховатый; много ходов червей; на поверхности ореховатых структурных отдельностей глинистые кутаны и белёсые скелетаны; переход постепенный.

B1t 38–65 см. Бурый средний суглинок, уплотнённый, ореховатый; на поверхности педов глинистые кутаны и слабые гумусо-глинистые кутаны и скелетаны; вертикальные ходы червей; переход постепенный.

B2t 65–150 см. Бурый средний суглинок, уплотнённый, ореховато-призматический; глинистые и гумусо-глинистые кутаны; ходы червей.

Погребённый чернозём (*разрез 166-88А*) имеет диагенетические нарушения профиля в верхней его части. Над поверхностью почвы имеются небольшие линзы гумусированного материала, образованные, видимо, в начале её погребения. Верхняя граница погребённой почвы резкая (глубины генетических горизонтов даны от погребённой поверхности).

[A1'(ca)] 0–20 см. Буровато-серый, кверху светлеет, суглинок слабоуплотнённый, вторично окарбоначенный; по нижней границе скопление конкреций и рыхлых стяжений карбонатов; переход чёткий.

[A1(ca)] 20–47(52) см. Тёмно-серый к чёрному суглинок средний к тяжёлому, комковатый, уплотнённый; отдельные постгенстические кротовины и червеходы; редко корни; местами несильно вскипает от HCl; светлеет в нижней части; переход постепенный.

[AB (ca)] 47(52)–95 см. Светло-буро-серый суглинок, уплотнённый, комковатый, червеходы; в нижней части появляются кротовины времени формирования почвы; местами вскипает от HCl; переход постепенный.

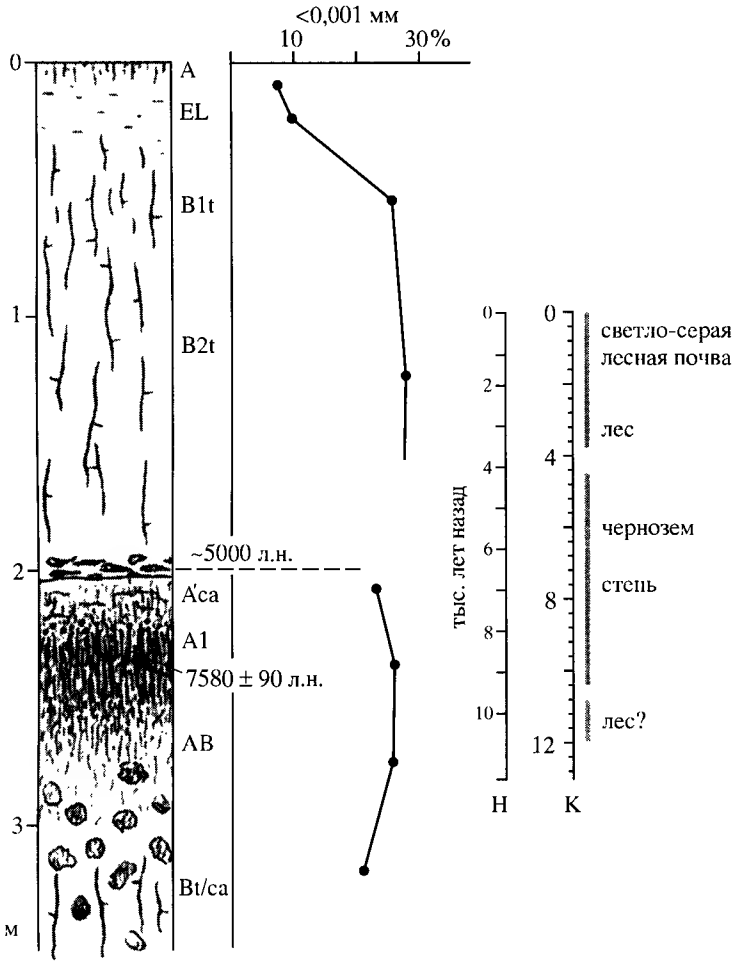


Рис. 17. Палсочернозем раннего-среднего голоцена и позднеголоценовая светло-серая лесная почва в разрезе Садгора:

по кутанам иллювиирования в основании ранне-среднеголоценового чернозёма предположительно выделяется лесная стадия рубежа позднеледниковья и раннего голоцена; H – некалиброванная ^{14}C – шкала времени; K – калиброванная шкала

[BA (ca)] 95–110 см. Бурый с серыми и тёмно-серыми кротовинами суглинок, уплотнённый, с признаками ореховатости в нижней части; карбонаты предположительно диагенстические; переход постепенный.

[Bt/ca] 110–145 см. Светло-бурый с оливковым оттенком суглинок, средний, уплотнённый, с признаками ореховато-призматичной структуры; имеются глинистые кутаны, перекрытые карбонатным рыхлым материалом; сплошь вскипает; имеются ходы грызунов-землероев – кротовины.

По гуминовым кислотам из горизонта A1 палеочернозёма (20–47 см от кровли) получена радиоуглеродная дата 7580 ± 90 (ИГАН-1217). Поскольку на такой глубине возраст современных чернозёмов около 2,5 тыс. лет, можно полагать, что почва была погребена около 5 тыс. л.н.

Палеочернозём, особенно верхний его горизонт [A1′(ca)], обогащён вмытыми сверху карбонатами в виде пропитки и конкреций. Под воздействием карбонатов здесь произошла частичная деградация гумуса. Карбонаты были вмыты сверху в процессе их выщелачивания из исходно карбонатного суглинка в гумидную позднеголоценовую стадию.

Гумусовый профиль почвы мощный, её можно классифицировать как чернозём типичный. Сходные черноземы первой половины голоцена обнаружены в Польше (Snieszko, 1985). В нижней части профиля есть крупные кротовины, типичные для чернозёмов. Однако в горизонте B встречены признаки ореховатой структуры и натёчные глинистые кутаны, сверху перекрытые карбонатным материалом (рис. 17). Это свидетельствует о том, что до начала степной стадии была ранняя стадия формирования лесной почвы с горизонтом Bt. Затем в условиях степи (BO-SB-периоды) профиль трансформировался в чернозёмный, но кутаны сохранились и на них появились карбонатные новообразования (Bt/ca). Возраст первой лесной стадии можно отнести к началу раннего голоцена или к аллерёду. Подобные следы распространения лесов в лесостепи на рубеже позднеледниковья и голоцена выявлены по данным палинологии на Среднерусской возвышенности и в долине р. Дона (Серебрянная, 1992; Спиридонова, 1991). После этой, видимо кратковременной, лесной стадии, следовали основные стадии развития почв: степная первой половины и лесная второй половины голоцена, четко прослеживающиеся в данном регионе и по результатам изучения палеопочв археологических памятников.

Дашава – курган культуры шнуровой керамики, располагается в бассейне Верхнего Днестра на правобережье р. Стрый. Гребень водораздела сложен лёссовидными суглинками, абсолютная высота 340–350 м. Буковый лес с грабом, мёртвопокровный, местами с разреженным напочвенным покровом (майник, осока волосистая). Курган покрыт тем же лесом. Его высота около 4,5 м, диаметр 40 м, возраст около 4,5 тыс. лет (калиброванный возраст более 5 тыс. лет). На кургане сформировалась дерново-подзолистая почва с мощным сильно дифференцированным профилем (рис. 18).

Разрез 89ф-5А. Фоновая дерново-подзолистая поверхностно-оглеенная почва. Разрез расположен в 50 м от кургана:

A1EL 0–5 см. Серо-белёсый непрочнокомковатый лёгкий суглинок, рыхлый; много корней и остатков растений; переход постепенный.

EL 5–21 см. Серовато-белёсый лёгкий суглинок, влажный, комковато-плитчатый, слабоуплотнённый, много Fe-Mn-конкреций; переход постепенный.

ELBh 21–40 см. Серо-бурый с белёсыми пятнами средний суглинок, влажный, комковато-ореховатый, слабоуплотнённый; переход постепенный.

B1ht 40–75 см. Серо-бурый с тёмными крупными пятнами средний суглинок, плотный ореховато-призматический; на поверхности ореховатых педов глинистые кутаны и белёсая кварцевая присыпка (скелетана); в нижней части имеются палеокротовины; переход постепенный.

B2tg 75–160 см. Палево-светло-бурый с сизовато-белёсыми пятнами средний суглинок, плотный, крупноореховато-призматический; глинистые кутаны; в верхней части палеокротовины.

По данным *микроморфологического* анализа горизонт EL слабоструктуренный, высокопористый, обеднён глиной и гидроксидами железа, содержит большое количество конкреций разного размера и состава.

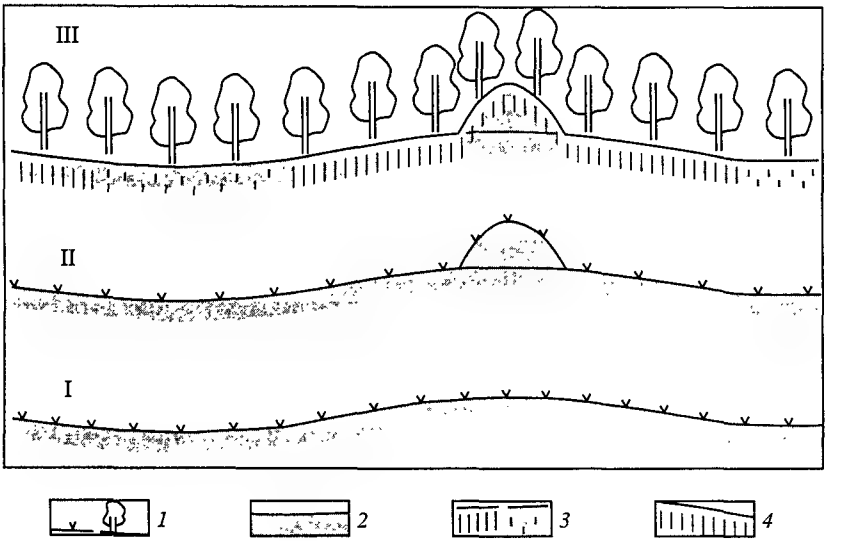


Рис. 18. Изменение строения почвенного покрова в районе Дашавы:

I – атлантический период; II – суббореальный период (ранняя бронза, около 5200 лет назад, календарное время); III – субатлантический период; *1* – степь и лес; *2* – чернозёмы; *3* – иллювиальные горизонты светло-серых лесных почв и признаки иллювиирования в профиле темно-серых лесных почв (чернозёмов текстурно-дифференцированных); *4* – светло-серые и серые лесные почвы со вторым гумусовым горизонтом

В горизонте ELBh сочетаются актуальные и реликтовые признаки. Элювиирование развито слабо, осветлённые зоны невелики. Признаки иллювиирования представлены обильными и разнообразными натеками и сепарациями, реликтовые – сгустками углистого гумуса. Горизонт является одновременно реликтово-гумусовым и иллювиально-глинисто-гумусовым.

Разрез 90п-5А. Заложен в краевой части кургана: высота насыпи над погребённой почвой составляет 2 м. Поверхность палеопочвы видна хорошо и по данным нивелирования соответствует фоновой поверхности за пределами прикурганной кольцевой выемки:

[A1] 0–25 см. Тёмно-серый средний суглинок, уплотнённый; встречаются тонкие корни; переход постепенный.

[AB] 25–48 см. Тёмно-серо-бурый средний суглинок, уплотнённый, комковатый; пятна кротовин и ходы червей; вертикальные трещины, связанные с накурганной почвой, имеют глинисто-гумусовые натёки (в вышележащих горизонтах видны хуже); переход постепенный.

[BA] 48–75 см. Тёмно-бурый (книзу светлеет) средний суглинок, уплотнённый, комковатый, много кротовин; диагенетические трещины с гумусо-глинистыми натёками; переход постепенный.

[B1] 75–100 см. Бурый средний суглинок, плотный; много крупных тёмно-серых кротовин; диагенетические трещины с натёками; ходы червей и корней с гумусо-глинистым заполнением; переход постепенный.

[B2] Светло-бурый суглинок, плотный, с диагенетическими трещинами, крупными кротовинами; видны охристые и осветлённые пятна.

Погребённая почва имеет типичный для чернозёма гумусовый профиль; можно отметить лишь потерю зернисто-комковатой структуры. Карбонаты

глубоко выщелочены, так как разрез располагается в краевой части кургана и промывается влагой, поступающей сверху по склону. Под центральной частью аналогичных курганов карбонатный горизонт B2ca сохраняется. Почва классифицируется как чернозём выщелоченный.

Данные микроморфологического анализа палеопочвы показали, что в результате погребения произошла заметная дегумификация. Это выражается в общей осветлённости горизонта [A1] и наличии светлых пятен, соответствующих микрозонам с почти полной потерей гумуса. По отношению к современному накурганному профилю нижняя часть насыпи кургана и горизонта [A1] погребённой почвы приобретают черты иллювиального горизонта (глинисто-гумусовые кутаны иллювиирования). Нижележащий горизонт [AB] также имеет признаки дегумификации и диагенетического иллювиирования.

Выявлено большое разнообразие фитолитов (Гольева и др., 1994). В верхних горизонтах палеочернозёма [A1] и [AB] фитолитов много. Их состав свидетельствует о злаково-осоково-разнотравной растительности с преобладанием злаков и возможным участием ковылей. Растительность реконструируется как степная. Есть примесь лесных форм, вероятно мигрировавших сверху. В фоновой подзолистой почве в горизонте EL и верхней части второго гумусового горизонта (ELBh) имеются формы, типичные для широколиственного леса. В реликтовом горизонте Bhl встречены формы, характерные для степной злаковой растительности.

Сохранность второго гумусового горизонта в профиле современных почв в районе Дашавы зависит от условий микрорельефа. Курганы расположены на слабовыраженных гривообразных повышениях, шириной 150–300 м, разделённых неглубокими широкими ложбинами, тянущимися вдоль пологого склона. В пределах повышений второй гумусовый горизонт полностью деградирован и только под курганами сохранился исходный чернозём (см. рис. 18). На склонах выраженность второго гумусового горизонта усиливается и в их нижней части, и на дне ложбин данный горизонт очень тёмный и мощный. Часто в результате его смыкания с современным гумусовым горизонтом почвенный профиль в наибольшей степени приближается к исходному. Однако отсутствие карбонатного горизонта и высокая степень текстурной дифференциации свидетельствуют о глубокой перестройке профиля почвы, которая может быть названа чернозёмом текстурно-дифференцированным.

Аналогичные курганы культуры шнуровой керамики были исследованы ранее неподалеку от Дашавы, в районе Дрогобыча и Трускавца, также в зоне распространения текстурно-дифференцированных почв. Под курганами здесь были обнаружены и степные чернозёмы (Rolska, 1918; Sulimirski, 1968), а по погребениям получены радиоуглеродные даты около 4,7 тыс. л.н. (Sulimirski, 1968). Их калиброванный возраст – 5–5,5 тыс. л.н.

Сарники. Курганы расположены в пределах Волыно-Подольской возвышенности на вершине гряды Гологоры в буковом лесу. Абсолютная высота около 430 м. В 30-х годах XX в. курган 1 был раскопан Т. Сулимирским (Sulimirski, 1968) широкой траншеей. Фоновые почвы – серые и светло-серые лесные со вторым гумусовым горизонтом на покровных лёссовидных суглинках. По возрасту курган сходен с таковыми из района Дашавы.

Насыпь высотой более 1,5 м сложена из чернозёма и перекрывает чернозём рубежа атлантического и суббореального периодов. На поверхности

кургана в позднем голоцене образовалась серая лесная почва с хорошо дифференцированным профилем. Строение профиля погребённой почвы в *разрезе 76п-5А* следующее (глубины от поверхности палеопочвы):

[А1] 0–25 см. Тёмно-серый к чёрному средний суглинок; структура потеряна в результате диагенеза; уплотнённый, влажноватый; имеются постгенетические кротовины и вертикальные трещины с гумусо-глинистыми кутанами; единичные корни и червеходы; переход постепенный.

[АВ] 25–45 см. Тёмно-серый с мелкими бурыми пятнышками средний суглинок, влажноватый, уплотнённый, имеет плохо выраженную комковатую структуру; встречаются постгенетические вертикальные трещины с гумусо-глинистыми кутанами; корешки и кротовины; переход постепенный.

[ВА] 45–60 см. Серо-бурый средний суглинок, влажноватый, уплотнённый, бесструктурный; диагенетические трещины с тёмными кутанами; кротовины постгенетические и периода развития палеопочвы.

[В1] 60–105 см. Жёлто-бурый средний суглинок с большим количеством серых и чёрных кротовин (времени формирования почвы); бесструктурный, уплотнённый; редкие диагенетические трещины с тёмными кутанами; красноватые пятна; перехол чёткий по цвету и вскипанию от HCl.

[В2са] 105–160 см. Жёлтый средний суглинок, слабоуплотнённый, бесструктурный; вскипает от HCl; единичные выделения $CaCO_3$ в виде налётов и трубочек по порам; отдельные кротовины.

На поверхности кургана в течение лесной стадии образовалась хорошо дифференцированная серая лесная почва. В результате воздействия современного почвообразования погребённая почва, несмотря на значительную глубину залегания, более 170 см, претерпела существенные трансформации. Появились диагенетические ходы степных грызунов-землероев, особенно чётко видны в горизонте [А1] погребённой почвы. Вероятно, они относятся к первым этапам почвообразования на кургане, когда в районе курганов еще продолжалась первая – степная стадия. В течение второй – лесной стадии, на большую глубину – до 330 см от поверхности кургана, распространялись иллювиальные процессы. Они представлены вертикальными магистральными трещинами, содержащими толстые гумусо-глинистые кутаны. Трещины и кутаны пронизывают насыпь и уходят в лёссовидный суглинок, залегающий ниже подкурганного чернозёма. Сохранность профиля погребённой почвы относительно хорошая, так как постгенетические кротовины и трещины оказывают на палеопочву локальное воздействие. Между ними имеются участки непотревоженного профиля.

Фоновая почва изучена в *разрезе 77ф-5А*, расположенном между курганами, на участке, не затронутом воздействиями человека (буковый лес):

A1El 0–23 см. Палево-серый лёгкий суглинок рыхлый, комковатая с плитчатостью структура, свежий; много корней; переход постепенный.

ElB1(h) 23–36 см. Серо-бурый средний к лёгкому суглинок, рыхлый, комковатый, местами тёмно-серые уплотнённые пятна, влажноватый; корни; на поверхности педов белесая скелетана; червеходы; переход постепенный.

B1Elh 36–50 см. Тёмно-серо-бурый средний суглинок, влажный, ореховато-призматический с гумусо-глинистыми кутанами и скелетанами на поверхности педов, уплотнённый, белёсые пятна; корни; червеходы.

B1h 50–85 см. Тёмно-серый к черному средний суглинок, плотный, ореховато-призматический; на поверхности педов глинисто-гумусовые кутаны

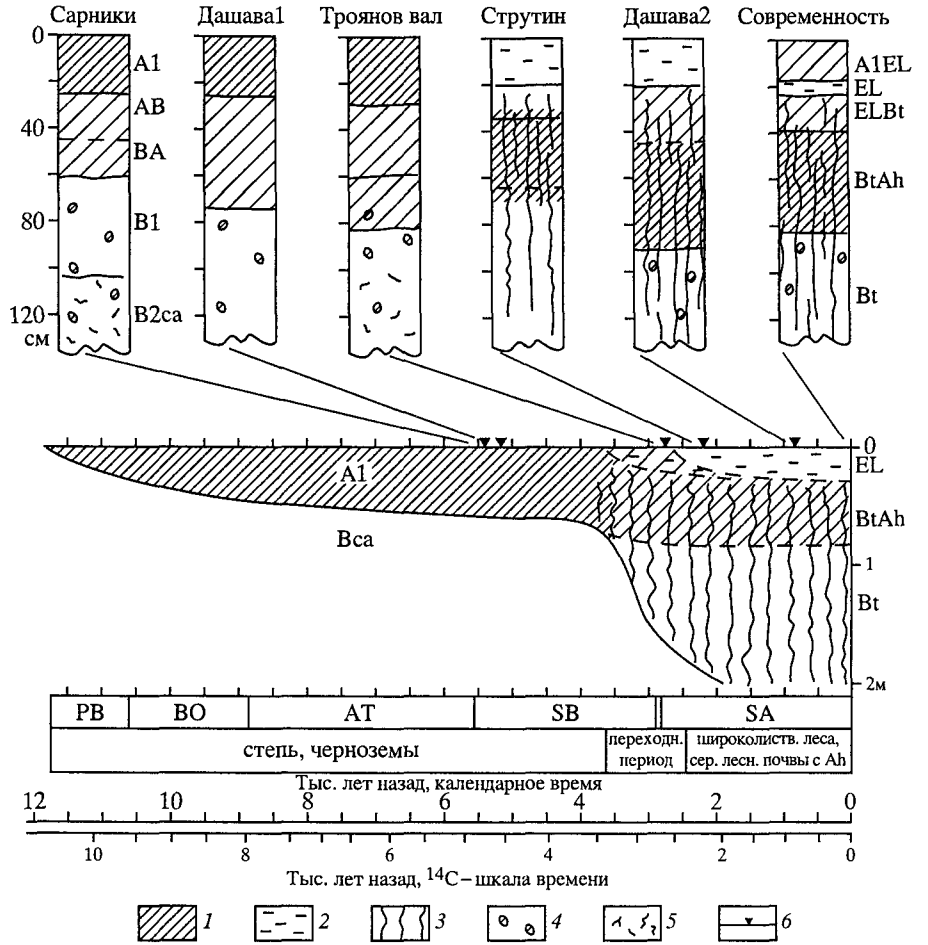


Рис. 19. Эволюция почв Западной Украины по данным изучения хроноряда погребённых почв:

горизонты почвенного профиля: *1* – гумусовые; *2* – элювиальные; *3* – иллювиальные; *4* – кротовины (слепышины); *5* – карбонатные; *6* – позиция объекта на шкале времени

и скелетаны; ходы червей; редко корни; в нижней части появляются палеокротовины, имеющие размытые края; переход постепенный.

B2t 85–130 см. Бурый средний суглинок, влажный, плотный; крупные тёмно-серые кротовины; крупноореховато-призматический; на поверхности педов глинисто-гумусовые кутаны; в верхней части горизонта скелетаны.

Второй гумусовый горизонт B1h 50–80 см имеет радиоуглеродный возраст 5320 ± 120 лет (ИГАН-1503).

Таким образом, в данном регионе так же, как и на Северном Кавказе, в пределах современных широколиственных лесов распространены курганы степняков-скотоводов бронзового века. Под ними погребены степные чернозёмы. Под более молодыми насыпями курганов и валов городищ раннего железного века и средневековья, возраст которых достигает 2 тыс. лет, погребены сходные с фоновыми серые лесные и дерново-подзолистые почвы (рис. 19). В их профиле встречается второй гумусовый горизонт, реликт

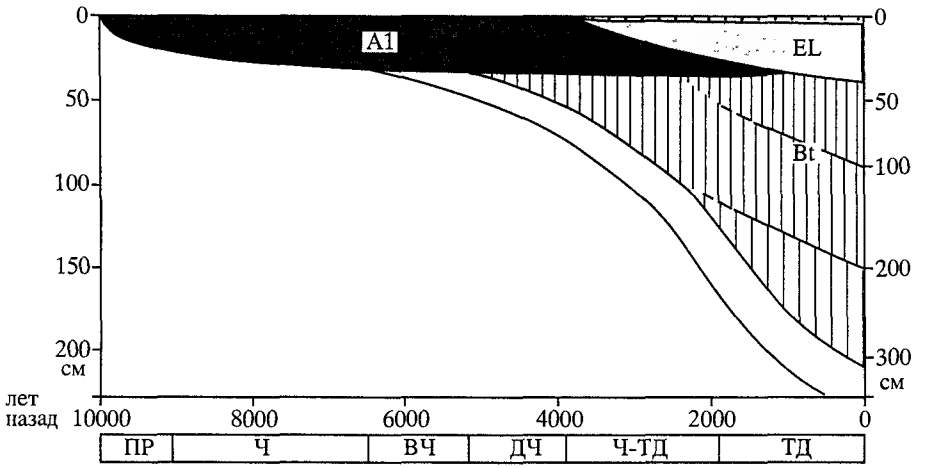


Рис. 20. Эволюция почв центральной Германии в голоцене (по Bork, 1983):
ПР – пararендзины; Ч – черноземы; ВЧ – выщелоченные черноземы; ДЧ – деградированные черноземы; Ч-ТД – почвы переходные от чернозёмов к текстурно-дифференцированным; ТД – текстурно-дифференцированные почвы (парабраунэрде)

среднеголоценовой стадии почвообразования. По данным радиоуглеродного датирования, переход от степной чернозёмной стадии к лесной, как и на Северном Кавказе, можно отнести к концу суббореального периода (3,5–2,5 тыс. л.н.).

В западной части Украины, где проходила эволюция чернозёмов в текстурно-дифференцированные почвы, распространён второй гумусовый горизонт первого типа (лесные почвы по чернозёму). Причём район этот значительно больше, чем на Северном Кавказе. Более того, он примыкает к обширному региону Центральной Европы, в пределах которого отмечается подобная эволюция почв и распространены острова реликтовых чернозёмов (Саксония, Тюрингия, Моравия, Средний и Нижний Рейн и многие другие) (Laatsch, 1957; Bork, 1983). Для одного из таких районов H.-R. Bork (1983) приводит следующую схему развития почв (рис. 20): на протяжении бореального и атлантического периодов формируются чернозёмы, во время атлантического появляются признаки выщелачивания, в суббореальный появляются признаки лесного почвообразования, но в основном развитие лесных почв происходит в субатлантический период.

Троянов вал расположен гораздо севернее широко известных одноименных валов южной части Молдавии (между городами Черновцы и Каменец-Подольский, в левобережье р. Днестра), причём он выше последних (достигает в высоту 4–5 м и более).

Почвы вала представляют большой интерес, поскольку располагаются в лесостепи и свидетельствуют о более позднем распространении здесь лесов по сравнению с зоной широколиственных лесов (Дашава и Сарники).

Кроме того, на данном объекте можно провести сопоставление эволюции почв двух объектов, погребённые почвы которых сходны, а фоновые почвы развивались по-разному; один под лесом, другой – под безлесным (луговая степь) ландшафтом. Здесь, неподалёку от впадения р. Збруч в р. Днестр нами изучены почвы: 1) Троянова вала (датирован по древесному

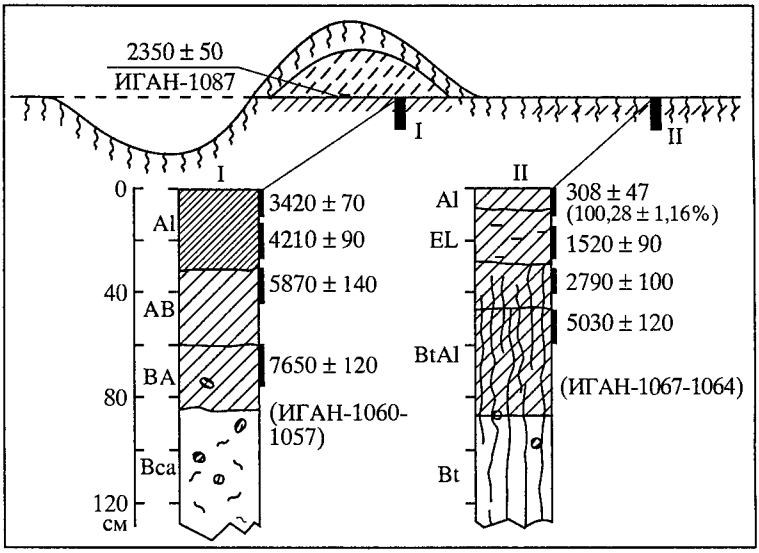


Рис. 21. Строение профилей погребённого чернозёма (I) Троянова вала, фоновой серой лесной почвы со вторым гумусовым горизонтом (II) и радиоуглеродный возраст гумуса (другие усл. обознач. см. на рис. 19)

углю из основания вала методом ^{14}C: 2350 ± 50 лет, ИГАН-1087), расположен в лесу и 2) кургана бронзового века, расположен в степи.

Широколиственный лес появился достаточно давно, вскоре после сооружения *Троянова вала*. Об этом говорит достаточно высокая степень развития текстурно-дифференцированного профиля серых лесных почв на склонах вала и фоновой поверхности. Однако во время сооружения вала территория была безлесной. На это указывает чернозём с хорошо сохранившимся профилем, погребённый под валом, и второй гумусовый горизонт (I типа) в фоновых почвах (рис. 21). Признаки чернозёмной стадии педогенеза в профиле фоновых светло-серых лесных почв в результате длительного воздействия лесного почвообразования сильно изменены; кротовины деградированы, а карбонаты вымыты на большую глубину. Выявляется контрастная эволюция почв, аналогичная рассмотренной выше (см. рис. 16–18), но проходившая здесь, в условиях лесостепи, несколько позже. Лесная растительность, являющаяся основным фактором подобной эволюции, появилась в районе вала в последние 2350 лет с увлажнением климата. По данным исследований в смежном районе (бассейн р. Дона), период 2350–1800 л.н. отличался пониженной увлажнённостью климата и заметным распространением степей (Чендев, 2004; наши данные). Повышенная увлажнённость отмечается для периода 1800–1200 л.н. и особенно для времени "малого ледникового периода" – 800–150 л.н. К этому времени с наибольшей вероятностью можно относить этапы деградации чернозёмов и развития серых лесных почв.

В районе *кургана бронзового века* лесная растительность в течение SA-периода так и не появилась. В среднем и позднем голоцене здесь были степи. Увеличение увлажнённости климата, происходившее в то же время (1800–150 л.н.) привело лишь к возрастанию мощности гумусового профи-

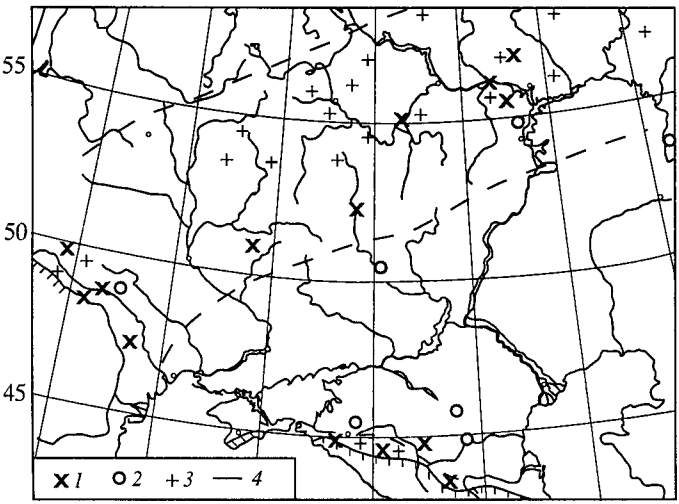


Рис. 22. Распространение явлений контрастной эволюции почв в голоцене: *1* – черноземов в серые и светло-серые лесные почвы, тёмно-серых лесных в дерново-подзолистые со вторым гумусовым горизонтом; *2* – явления средне- и малоконтрастной эволюции почв; *3* – районы распространения почв со вторым гумусовым горизонтом; *4* – границы ареала контрастной эволюции почв

ля и некоторому понижению линии вскипания от HCl, но тип почвы (чернозём), не изменился. Эволюция почв – развивающая, но также и стирающая. И в отличие от почв района Троянова вала в фоновых почвах заметных изменений профиля не было: новый профиль чернозёма стёр предыдущий черноземный.

Таким образом, увеличение влажности климата без изменения типа растительности не ведёт к большим эволюционным изменениям, но вызванное тем же ростом увлажнённости облесение резко увеличивает контрастность эволюции почвы. Это явление можно назвать цепной реакцией факторов. Возможны и более сложные "факторные цепи".

Воздействия внешних факторов, в частности биоклиматических, могут ослабевать в связи с литогенной буферностью многих почв. Но широко распространены и явления нарастания скорости (разгонки) процессов, когда воздействие климата вызывает существенную перестройку ландшафта. Например, замена степи на лес вызывает последовательное включение процессов: смена климата – резкое изменение растительности – смена водного режима почвы, начало ее выщелачивания – изменение набора почвообразовательных процессов – коренное изменение профиля почвы.

Итак, в результате палеопочвенных исследований в лесостепи и прилегающих к ней районах лесной зоны от Западной Украины до Средней Волги, а также на Северном Кавказе нами обнаружены среднеголоценовые чернозёмы, погребённые под курганами энеолита и бронзового века, и другие палеопочвы – свидетели контрастной эволюции почв (рис. 22).

По гуминовым кислотам этих чернозёмов получено большое количество дат по ^{14}C: от 3,4 тыс. лет в верхней до 9800 в нижней части профиля.

Таблица 16

Сравнительная характеристика погребённых и фоновых почв – свидетелей контрастной эволюции почвообразования в голоцене

Погребённая почва. Адрес, тип	Возраст почвы: даты ГК/время погребения	Фоновая почва	Реликтовые признаки в профиле фоновой почвы
1. Садгора (Черновцы), чернозём	7500±100 л.н. /около 5000 л.н.	подзолистая	не обнаружены
2. Дашава (Львов), чернозём	–/4000 л.н.	дерново-подзолистая	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
3. Сарники (Львов), чернозём типичный	–/4000 л.н.	серая лесная	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
4. Трускавец, чернозём	–/4500 л.н.	серая лесная	не обнаружены
5. Окопы (Каменец-Подольский), чернозём	3420±70 л.н. /2350±50 л.н.	серая лесная	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
6. Городище (Кодры, Кишинёв), чернозём	–/2250 л.н.	серая лесная	не обнаружены
7. Ромны (Сумы), чернозём	–/2400 л.н.	тёмно-серая лесная	палеокротовины
8. Чертовицкое–3 (Воронеж), чернозём деградированный	–/2400л.н.	серая лесная	не обнаружены
9. Задонск (Липецк), чернозём	–/3500±50 л.н.	серая лесная	Второй гумусовый горизонт [A1]EL
10. Подольск, тёмно-серая лесная	6400±100 л.н. /6000л.н.	дерново-подзолистая	не обнаружены
11. Ижевское (Рязань), чернозём	5500±100 л.н. /4000 л.н.	светло-серая лесная	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
12. Алеево (Йошкар-Ола), серая лесная	–/3800 л.н.	дерново-подзолистая	второй гумусовый горизонт ElBh
13. Виловатово (Чебоксары), тёмно-серая лесная	5550±150 л.н. /4000 л.н.	дерново-подзолистая	второй гумусовый горизонт Elh
14. Алгаши (Чебоксары), тёмно-серая лесная	–/4000 л.н.	серая лесная	не обнаружены
15. Атли-касы (Чебоксары), чернозём деградированный	–/4000 л.н.	серая лесная	второй гумусовый горизонт ElBth и палеокротовины

Таблица 16 (окончание)

Погребённая почва. Адрес, тип	Возраст почвы: даты ГК/время погребения	Фоновая почва	Реликтовые признаки в профиле фоновой почвы
16. Чечканы (Чебоксары), чернозём обыкновенный	–/4000 л.н.	чернозёмы выщелоченные и оподзоленные	не обнаружены
17. Азовская (Краснодар), чернозём	–/4500 л.н.	серая лесная	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
18. Вочепший (Краснодар), чернозём	–/~3000 л.н.	светло-серая лесная	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
19. Новосвободная (Майкоп), чернозём	6000±100 л.н. /4800 л.н.	светло-серая лесная	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
20. Богатырская поляна (Майкоп), чернозём	–/4000 л.н.	светло-серая лесная	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
21. Богатырск. поляна (Майкоп), чернозём деградированный	–/2300 л.н.	светло-серая лесная	второй гумусовый горизонт Bth и палеокротовины
22. Пшехская (Майкоп), чернозём	–/2400 л.н.	серая лесная по слитому чернозёму	не обнаружены
23. Урвань (Нальчик), чернозём	–/4000 л.н.	серая лесная	–
24. Чикола (Владикавказ), чернозём	–/4000 л.н.	серая лесная	–

В позднем голоцене под лесами, надвинувшимися на степь и покрывшими курганы, валы и фоновые поверхности, чернозёмы эволюционировали в серые и светло-серые лесные почвы (табл. 16). При этом в их профиле (серые и светло-серые лесные почвы по чернозёму) сохранились реликты чернозёмной стадии – крупные кротовины и второй гумусовый горизонт (ВГ), залегающий глубоко, в пределах современной иллювиальной зоны (Bth).

Один из наиболее молодых палеочернозёмов, уже рассмотренный выше (Троянов вал), имеет ^{14}C возраст ГК от 3420 ± 70 лет в горизонте А1 до 7650 ± 120 лет в горизонте ВА (ИГАН-1060, 1057). Возраст вала 2350 ± 50 лет (ИГАН-1087) (см. рис. 21).

Радиоуглеродный возраст аналогичного чернозёма, но погребённого под более древней насыпью кургана на Северо-Западном Кавказе: 6454 ± 102 (горизонт $A1_1$), 7105 ± 200 ($A1_2$), 8242 ± 332 (АВ), 9784 ± 578 (ВА), ИГАН-1213, 1156–1154; возраст ВГ (Bth) в профиле фоновой серой лесной почвы в результате процессов омоложения понижен: 7130 ± 40, ИГАН-1084 (см. рис. 16). Сходные чернозёмы первой половины голоцена, погребённые под аллювием с современной подзолистой почвой, обнару-

жены в Прикарпатье на Украине и в Польше (Александровский,1995б; Snieszko, 1985).

Для лесных и лесостепных регионов центра и востока Русской равнины характерна эволюция тёмно-серых и серых лесных почв в дерново-подзолистые с неглубоко залегающим вторым гумусовым горизонтом.

Средняя Волга

Виловатово. Курганы у с. Виловатово, как и многие другие на севере Чувашии и в Марий-Эл, относятся к абашевской культуре бронзового века. Они располагаются в пределах современных зон южной тайги, подтайги и широколиственных лесов среди дерново-подзолистых, реже светло-серых лесных почв. Под курганами погребены тёмно-серые лесные почвы (Александровский, 1988). В настоящее время на основании ^{14}C-дат возраст этой культуры и, соответственно, курганов удревнён до 3,8–4 т.л.н., а по данным калибровки дат – до 4,2–4,5 тыс. лет.

Разрез Виловатово (к западу от Чебоксар) является опорным для всего исследованного нами региона Средней Волги. Здесь под курганом 4000-летнего возраста залегает тёмно-серая лесная почва с хорошо развитым гумусовым профилем и высоким уровнем карбонатного горизонта (80 см). Почва имеет даты по ^{14}C гуминовых кислот от 5550 ± 150 лет в горизонте A1 и до 8190 ± 90 лет в горизонте ABh (рис. 23).

Фоновая дерново-подзолистая почва по содержанию фракции ила дифференцирована значительно сильнее, карбонаты выщелочены на глубину более 2,5 м (табл. 17). В нижней части элювиальной толщи лежит

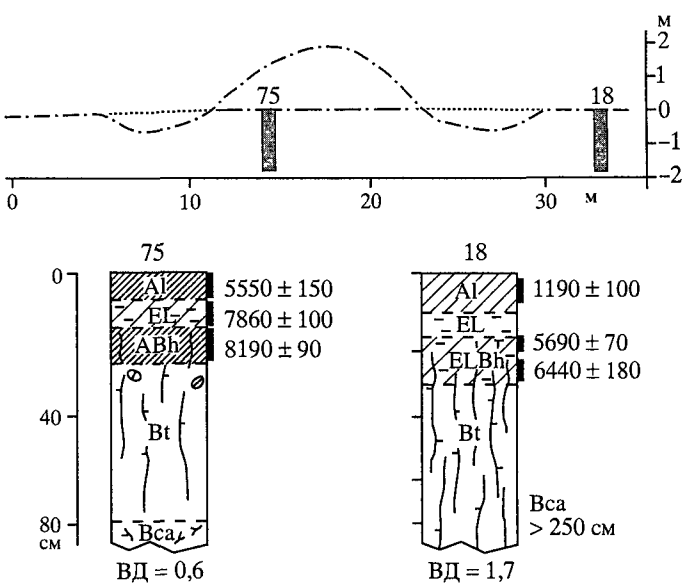


Рис. 23. Строение кургана (по данным нивелировки) и результаты радиоуглеродного датирования гумуса погребённой тёмно-серой лесной (разр. 75) и фоновой дерново-подзолистой почв (*разр. 18*):

>↓>250 – глубина залегания карбонатов более 250 см; величина дифференциации – ВД-*(илBt/илEL)-1* (другие усл. обознач. см. на рис. 1.9)

Таблица 17

Химические и физические свойства почв курганов у с. Виловатово. Правобережье Волги, Марий-Эл

Разрез, почва	Горизонт, глубина, см		pH водн.	Гумус, %	$CaCO_3$, %	Фракция < 0,001мм, %
15в. Дерново-подзолистая на кургане	A1	0–6	5,8	5,0	–	10
	EL	6–24	5,0	2,5	–	12
	B1	24–50	4,8	1,2	–	21,5
	B2	50–105	4,8	1,2	–	22,5
	B3	105–150	7,0	1,2	–	24
15п. Тёмно-серая лесная под курганом	A1	0–8	6,8	2,2	–	23
	A1EL	8–15	7,0	1,3	–	18
	A1ELBh	15–26	7,1	1,4	0,1	19
	BA	26–45	7,5	0,6	0,1	28
	B2	45–80	7,5	0,4	0,3	31
	BC(ca)	80–120	7,9	0,4	0,4	31
	BCca	120–130	8,6	0,3	4,7	31
18ф. Фоновая дерново-подзолистая	A1	0–7	5,8	3,3	–	16
	EL	7–21	5,7	1,8	–	14
	ELBh	21–40	5,7	1,3	–	16
	B1	40–62	5,5	0,5	–	31
	B2	62–105	5,6	0,5	–	33
	B3	105–150	5,8	0,3	–	34

второй гумусовый горизонт Elh – сохранившаяся нижняя часть гумусового профиля среднеголоценовой стадии развития почвы (5690 ± 70 и 6440 ± 180 лет). Сходные погребённые серые лесные почвы изучены севернее, в районе Йошкар-Олы (Александровский, 1988а). С ними как и в районе с. Виловатово сопряжены фоновые дерново-подзолистые почвы с горизонтом ELh.

Почвы могут быть названы дерново-подзолистыми по серым и тёмно-серым лесным. Имеющиеся в их профиле реликтовые вторые гумусовые горизонты (2-го типа) залегают неглубоко (20–30 см), в нижней части элювиальной толщи, чем существенно отличаются от ВГ первого типа – Западная Украина, Северный Кавказ (50–90 см).

Результаты комплексных исследований свидетельствуют о том, что подобные вторые гумусовые горизонты 2-го типа, широко распространённые в южно- и подтаёжных ландшафтах на суглинках, представляют собой сохранившуюся нижнюю часть гумусового профиля ранне-среднеголоценовых серых и тёмно-серых лесных почв. Во всем ареале распространения (от Смоленска до Перми) они имеют в основном сходный ^{14}C-возраст гуминовых кислот (Караваева и др., 1986; Прокашев, 1999).

Также исследования подкурганных почв в районе Чебоксар и Йошкар-Олы (Александровский, Чичагова, 1998) показывают, что радиоуглеродные датировки ГК вторых гумусовых горизонтов омоложены, но не более чем на 1–2 тыс. лет (табл. 18).

На северо-востоке ареала распространения вторых гумусовых горизонтов (Вятка), где темпы омоложения ГК минимальны, даты достигают наи-

Таблица 18

Соотношение радиоуглеродных дат гуминовых кислот (ГК) для соответствующих горизонтов погребённых и фоновых почв

Лаб. индекс (ИГАН)	Горизонт, глубина, см		^{14}C-возраст, лет назад	Лаб. индекс (ИГАН)	Горизонт, глубина, см		^{14}C-возраст, лет назад
1. Виловатово-2. Курган, возраст около 4000 лет							
а) тёмно-серая лесная почва, время погребения – *4000 лет назад*				б) фоновая дерново-подзолистая почва, длительность дополнительного экспонирования – *4000 лет*			
604	A1	0–8	5550±150	608	A1	0–10	1190±100
603	A1El	8–15	7860±100	606	El2h	18–22	5690±70
602	AElBthh1	5–25	8190±90	605	ElBth	20–27	6440±180
2. Чечканы. Курган, возраст около 3500 лет							
а) погребённый чернозём, время погребения – *3500 лет назад*				б) фоновый чернозём, длительность дополнительного развития – *3500 лет*			
675	$A1_2$	12–30	6290±100	650	$A1_2$	35–45	5150±180
671	AB	30–50	8280±170	646	AB	45–65	7330±70
3. Троянов вал, возраст по ^{14}C: 2350±50 BP							
а) погребённый чернозём, время погребения – *2350±50 лет назад*				б) фоновая серая лесная почва, длительность дополнительного экспонирования – *2350 лет*			
1060	$A1_1$	0–10	3420±70	1067	A1El	0–13	308±37*
1059	$A1_2$	15–24	4210±90	1066	El	15–23	1520±90
1058	AB	30–45	5870±140	1065	ElAh	30–40	2790±110
		50	6750	1064	BtAh	45–55	5030±120
1057	BA	60–75	7650±120				
4. Новосвободная. Курган, возраст около 5500 лет							
а) погребённый чернозём, время погребения – *5500 лет назад*				б) фоновая светло-серая лесная почва, время дополнительного развития – *5500 лет*			
1213	A11	0–15	6450±100	1086	A1E	0–20	93±9*
1156	A12	25–35	7105±200				
1155	AB	55–65	8240±330				
1154	BA	75–85	9780±580	1084	BtAh	80–100	7130±40
5. Тенгинская. Курган, возраст около 5000 лет							
а) погребённый чернозём, время погребения – *5000 лет назад*				б) фоновый чернозём, длительность дополнительного развития – *5000 лет*			
1632	BA	105–120	9300±1050	1655	BA	150–180	6065±130

Примечание. Глубины горизонтов погребённых почв даны от уровня погребённой поверхности.

больших значений: 8900 ± 390 лет (Прокашев, 1999). На западном фланге ареала, где темпы омоложения выше, их возраст может быть значительно меньше (Толчельников, Костарев, 1980). В целом ^{14}C-даты второго гумусового горизонта данного типа укладываются в широкий интервал времени от 9 до 3,5 т.л.н. Это соответствует результатам наших исследований на Северном Кавказе и в Прикарпатье: радиоуглеродные даты ГК вторых гумусовых

горизонтов 1-го типа и палеопочв, послуживших основой для образования ВГ, находятся в том же интервале.

Атли-касы. Курган фатьяновской (балановской) культуры, высокий (более 2,5 м), практически одного возраста с рассмотренными выше абашевскими (около 4 тыс. лет). Расположен южнее, чем Виловатово, в зоне распространения серых лесных почв. Погребенная почва – чернозём оподзоленный. Мощность гумусового профиля 60 см, т.е. значительно выше, чем у фоновых серых лесных почв. За 4 тыс. лет мощность гумусового профиля снизилась с 60 см до 40 см, что связано с элювиальной суффозией и деградацией гумуса; усилилась оподзоленность профиля; уровень залегания карбонатов понизился с 75–85 см до более 170 см. Второй гумусовый горизонт под мощным пахотным в профиле фоновой почвы прослеживается слабо. Хотя контрастность эволюции почв здесь, в зоне широколиственных лесов, ниже, чем в южной тайге и подтайге, но изменения профиля существенные.

Таким образом, на обширной территории Восточной Европы, на покровных суглинках, наблюдается контрастная эволюция почв на переходе от леса к степи: чернозёмы превращаются в серые лесные почвы (современная лесостепь и зона широколиственных лесов), тёмно-серые лесные и тёмно-серые к чернозёмам оподзоленным – в дерново-подзолистые (широколиственные леса и подтайга), серые лесные почвы – в дерново-подзолистые и подзолистые. Установлено, что устойчивость чернозёмов и других почв рассматриваемых регионов не такая высокая, как это принято считать в почвоведении. Случаи нахождения чернозёмов под лесом связаны с молодостью этих лесов. Обычно же при поселении леса на чернозёме большие эволюционные изменения профиля почв происходят за 2–3 тыс. лет, т.е. быстро в масштабах почвенного времени.

Подтверждается климатогенное происхождение вторых гумусовых горизонтов. При этом выделяются вторые гумусовые горизонты двух основных типов: 1) залегающие глубоко, в горизонте Bt (почвы серые и светло-серые лесные по чернозёму, см. рис. 16) и 2) залегающие неглубоко, в горизонтах EL или ELBt (почвы дерново-подзолистые по серым и тёмно-серым лесным) (Александровский, 1988а, 1994). Образование вторых гумусовых горизонтов заключалось в деградации верхней части среднеголоценового гумусового профиля и в сохранении нижней. Оно было связано с увлажнением климата и смещением ландшафтных границ к югу на всей территории от юга средней тайги до лесостепи включительно.

Кроме того, выделяются западинные вторые гумусовые горизонты (Величко и др., 1997). По нашему мнению, многие из них представляют собой погребённые почвы, залегают под делювиальными отложениями и сильно отличаются от рассмотренных выше и имеющих не погребённое, а деградационное происхождение. Также западинные вторые гумусовые горизонты образуются при распашке (рис. 24).

По Караваевой и др. (1986) вторые гумусовые горизонты разделяются на: погребённые, палеогидрогенные, турбационные, посткарбонатные и др. Для нас наибольший интерес представляют инситные палеоклиматогенные, поскольку несут важную информацию об изменении географической среды в голоцене. Очевидно, почвы со вторым гумусовым горизонтом представляют собой переходную стадию эволюции, выражающуюся в идущей сверху вниз деградации мощного гумусового профиля гуматного состава и его по-

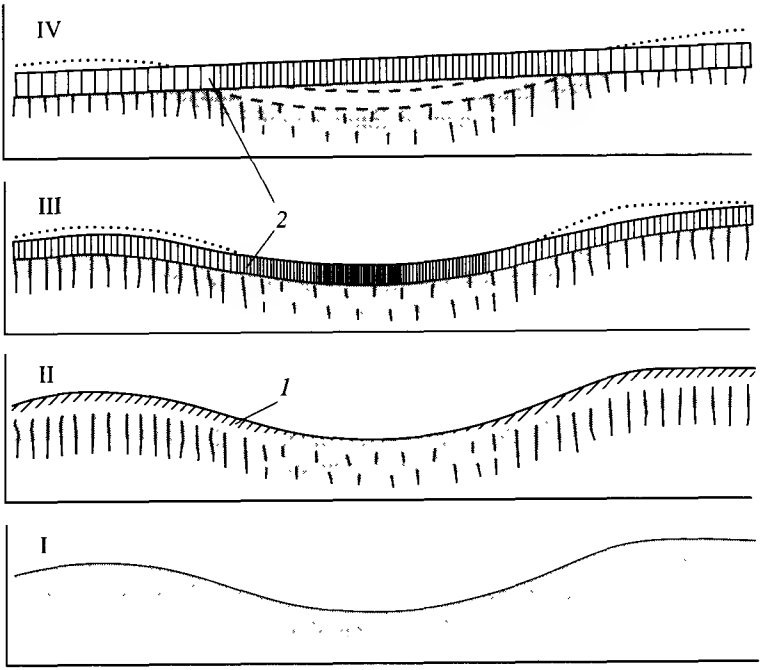


Рис. 24. Этапы образования западинного второго гумусового горизонта:
I – средний голоцен, чернозем; II – поздний голоцен, серые лесные почвы; III – начало распашки; IV – современность; горизонты почв: *1* – гумусовый серых лесных почв; *2* – пахотный (другие усл. обознач. см. рис. 18)

степенной замене на маломощный фульватный. Процессы деградации тёмноцветного гумуса и эволюции почвенного профиля протекают с разной скоростью: замедлены на более тяжёлых породах и на участках с ослабленным дренажом (на плоских поверхностях и в понижениях рельефа). В результате этого формируется "эволюционная" структура почвенного покрова: на дренируемых участках (склоны, гребни водоразделов) и более лёгких породах реликтовый гумус минерализуется быстрее, на слабодренируемых участках и тяжёлых породах гумус исходных почв может сохраняться более 3–4 тыс. лет. В составе подобной эволюционной структуры почвенного покрова ареалы почв со вторым гумусовым горизонтом ранее были шире, а на протяжении субатлантического периода они постепенно сокращаются. Одним из важных свойств данного почвенного покрова является гетерохронность почв.

Подобная гетерохронность не менее ярко проявляется на макроуровне организации почвенного покрова. За последние 3 тыс. лет наступания леса на лесостепь образовались обширные ареалы дерново-подзолистых и других текстурно-дифференцированных почв на месте бывших чернозёмов и лесостепных почв со слабой текстурной дифференциацией профиля. Новообразованные 3000-летние дерново-подзолистые почвы по степени развития профиля практически не отличаются от таковых, формирующихся под лесом 10 тыс. лет. Это еще раз подтверждает наличие квазиравновесного состояния профиля текстурно-дифференцированных почв, которое наступает через 2–3 тыс. лет после начала почвообразования.

Палеопочвенные данные показывают, что в AT- и SB-периодах голоцена степи распространялись значительно дальше к северу, чем в настоящее время. Подобные факты выявляются в Западной и Центральной Европе (Laatsch, 1957; Bork, 1983), на Русской равнине (Александровский, 1972, 2002а), в Сибири (Добровольский, Урусевская, 1984; Караваева, 1985). Признаки достаточно продолжительных интервалов с влажным климатом и распространением лесов этого времени в почвах не отражены. Сходные процессы, а именно позднеголоценовое наступание лесов на прерии, распространившиеся в среднем голоцене, привели к образованию "переходных почв", располагающихся между ареалами лесов и прерий в Северной Америке (Ruhe, 1969, 1974).

В целом, направленность развития почв Восточной Европы от тайги до лесов Северного Кавказа определялась постепенным увеличением увлажнённости климата от бореального периода до современности.

Эволюция почв центральной лесостепи

Исследования эволюции почв центральной лесостепи проводились в районе Куликова поля и на некоторых других территориях. Результаты работ сопоставлялись с данными палеоэкологических исследований, полученными методами палеоботаники, палеозоологии, геоморфологии, археологии, истории.

С помощью палинологического метода были проанализированы пойменные разрезы в приустьевой части Непрядвы, в районе многослойного поселения Монастырщина-2 (Фоломеев и др., 1984, 1990; Хотинский и др., 1985), погребённая почва городища Краснобуйцы, а также низинный торфяник (Лупишкинское болото), расположенный в 25 км к северу от Куликова поля (Спиридонова, 1991, 1990). Выявлены заметные смены растительных группировок региона, в частности, изменения облесённости территории в среднем голоцене, связанные с изменениями климата. Обнаружены следы деятельности человека в неолите, отчётливые признаки производящего хозяйства (земледелие и скотоводство) бронзового века и средневековья: найдены палинозоны с пыльцой культурных злаков и сегетальных сорняков (Хотинский и др., 1985; Фоломеев и др., 1990). Вместе с тем, динамика ландшафтов субатлантического периода, по палинологическим данным, охарактеризовано слабее. Это объясняется значительными перерывами в пойменной летописи и отсутствием или сильной нарушенностью соответствующих слоев торфяников.

В результате почвенных и почвенно-геоморфологических работ на Куликовом поле и в других районах лесостепи были охарактеризованы процессы развития ландшафтов не только среднего, но и позднего голоцена.

Основные этапы эволюции лесостепных ландшафтов в голоцене

История современного лесостепного ландшафта является предметом длительной дискуссии. Первоначально получила широкое распространение идея о динамичности ландшафтов. Установлены факты деградации (оподзоливания) почв в связи с наступанием леса на степь (Коржинский, 1887, 1991;

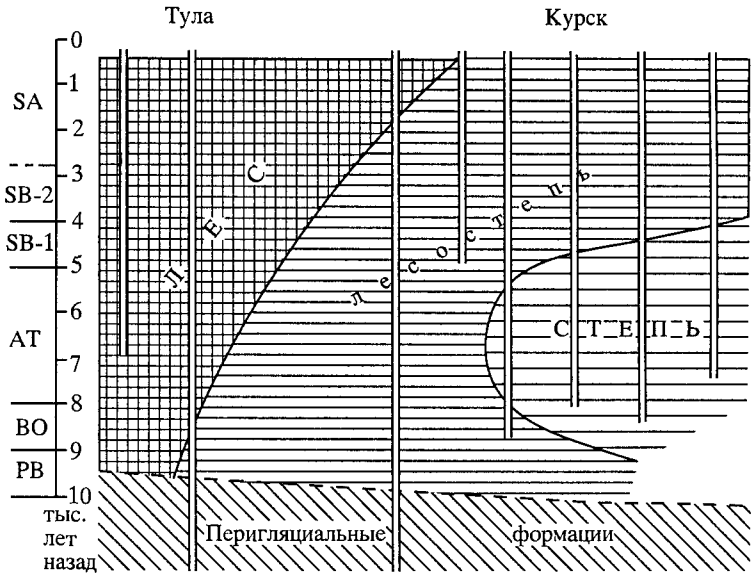


Рис. 25. Смещения границ между лесной зоной, лесостепью и степью в голоцене по данным спорово-пыльцевого и радиоуглеродного исследований торфяников Среднерусской возвышенности (по Серебрянной, 1992)

Яковлев, 1915 и др.), показана их климатическая и палеогеографическая обусловленность (Герасимов, Марков, 1939). Также были изучены факты антропогенного обезлесения и изменения противоположной направленности (проградация) (Тюрин, 1939). Затем долгое время преобладали представления о стабильности лесостепи и отдельных её компонентов, в том числе почв (Мильков, 1950).

Однако в последние десятилетия, с внедрением радиоуглеродного метода датирования и началом комплексных исследований проблемы, получены новые убедительные доказательства о существенных климатогенных и антропогенных изменениях растительности и почв лесостепи в голоцене (Александровский, 1972, 1988а; Серебрянная, 1976, 1992; Спиридонова, 1991).

Для Среднерусской возвышенности выделено несколько стадий природной эволюции ландшафта: раннеголоценовая берёзовой лесостепи (с участием ели); среднеголоценовая остепнения; позднеголоценовая распространения дубрав и серых лесных почв (рис. 25). Указанные изменения природной среды преимущественно связаны с изменениями климата. До конца XII в. центральная лесостепь была заселена слабо, поэтому следы антропогенных воздействий на ландшафты локальны или полностью стёрты. На последующих стадиях антропогенный фактор становится одним из важнейших. В эпоху средневековья и в начале нового времени воздействия были очаговыми, чередовались периоды освоения территории и её запустения с восстановлением природных компонентов. Хотя эти воздействия были ещё малоинтенсивными, всё же они приводили к заметным и длительным изменениям почв, растительности, гидрологического режима рек и ландшафтов в целом. Современный этап, который в основном относится к XX в. и отча-

сти к XIX и XVIII вв., характеризуется прямыми воздействиями на ландшафт и выделяется нами как антропо-техногенный.

Для реконструкции природных этапов эволюции ландшафтов рассматриваемого региона использованы результаты комплексного изучения ряда опорных разрезов на Куликовом поле и других территориях лесостепи (Александровский, 1987, 1990, 1996; Чендев, 2004). Для оценки основных этапов эволюции ландшафтов взяты также палинологические данные по Среднерусской возвышенности (Серебрянная, 1992).

Начало голоценового почвообразования исследовано слабо. В балке Журишки (Куликово поле) под делювием погребена почва, прошедшая в раннем голоцене две стадии почвообразования: лесную с текстурно-дифференцированным профилем и степную с тёмно-гумусовым горизонтом (7950 ± 80 – 8290 ± 90 лет, см. табл. 19), наложенным на текстурно-дифференцированный.

Стадии степи среднего голоцена и наступания леса на степь позднего голоцена (последние 2–3 тыс. лет) отражены в профиле полигенетичных почв лесостепи Русской равнины в виде второго гумусового горизонта (серые лесные почвы по чернозёму, Александровский, 1988а, 1990), а также унаследованных кротовинных и карбонатных горизонтов (опорные разрезы: карьер Монастырщина и Себинка на Куликовом поле).

В разрезе *Карьер Монастырщина* вскрыта толща отложений II надпойменной террасы р. Непрядвы, в основном сложенной песчаным аллювием. Сверху залегает двухметровая толща лёссовидных делювиальных суглинков. На переходе от песков к суглинкам видны две позднеплейстоценовые почвы – микулинского межледниковья и брянского межстадиала. По верхней (брянской) почве ^{14}C дата – 29100 ± 340 лет.

В пределах толщи поздневалдайского лёссовидного суглинка выделяются два основных стратиграфических горизонта. Сверху залегает тёмно-серая лесная почва с хорошо развитым гумусовым профилем и иллювиальным горизонтом. Почва выщелочена от карбонатов на глубину ~1 м. Ниже залегает карбонатный кротовинный горизонт с большим количеством ходов степных грызунов-землероев (сусликов, слепышей и др.), характерных для чернозёмов, и карбонатными новообразованиями различной формы. Приведем описание современной тёмно-серой лесной почвы:

$A1_1$ 0–15 см. Тёмно-серый суглинок комковато-зернистый, рыхлый.

$A1_2$ 15–35 см. Тёмно-серый (светлее вышележащего) суглинок, комковатый, слабоуплотнённый; переход постепенный.

ABtEL 35–55 см. Серо-бурый (книзу светлеет) суглинок, ореховатый, уплотнённый; местами глинисто-гумусовые кутаны и белёсая кварцевая присыпка; отдельные кротовины; переход постепенный.

Bt 55–100 см. Бурый суглинок, ореховато-призматический, уплотнённый; глинистые кутаны, редко кротовины тёмно-серого цвета; переход чёткий по появлению белёсой карбонатной окраски.

Bca 100–180 см. Палевый суглинок, в верхней части ореховато-комковатый, ниже бесструктурный, слабоуплотнённый; кротовины разной степени сохранности; древние кротовины с серым заполнением, нередко с палевым крапчатым ядром, иногда инкрустированы карбонатной корочкой по границе с вмещающей массой; карбонатные конкреции, псевдомицелий и трубочки по тонким порам; карбонатные новообразования в вертикальных трещи-

Радиоуглеродные даты из района Куликова поля

№	Индекс	Характер образца	Материал	^{14}C-дата, *лет назад*	Калиброванные даты, *до н.э.*
		Карьер Монастырщина			
MQ1	ИГАН-1717	тёмно-серая лесная почва, 2–10 см	г.к.	2090±45	145 (102) 32
MQ2	ИГАН-1633	45–55 см	то же	4690±130	3619 (3448) 3323
MQ3	ИГАН-1632	кротовина, 110 см	"	5200±100	4221 (3998) 3826
MQ4	ИГАН-1633	древняя кротовина, 130 см	"	7740±330	6994 (6533) 6209
MQ5	Ki-3326	карбонатная плитка из кротовины	карбонаты	3100±85	1446 (1351) 1252
MQ6	Ki-3327	дисперсные карбонаты	то же	2760±95	993 (893) 833
MQ7	Ki-3328	то же из кротовины	"	2930±80	1243 (1117) 987
MQ8	IGAN-1579	карбонатные конкреции	"	2670±260	1117 (836) 454
MQ9	ИГАН-1591	карбонатная плитка из трещины	"	3740±90	2270 (2116) 1987
MQ10	Ki-3324	то же из глубокой трещины, внешняя часть	"	5800±90	4776 (4676) 4537
MQ11	Ki-3325	то же внутренняя часть	"	6200±80	5234(5146) 5023
MQ12	Ki-5440 (5430?)	брянская погребенная почва	г.к.	29100±340	–
		Пойма Дона и Непрядвы			
GF19	ИГАН-1507	Горки, [A1], пойма	г.к.	2290±180	526–122 BC
GF20	Ki-5849	Горки, старица	то же	8710±60	7837–7619
MF18	ИГАН-1485	стрелка Непрядвы и Дона, старица	древесина	7000±100	5956–5716
MF15	Ki-5433	то же, основание бурого суглинка	уголь (ель)	11500(260	11777–11193
MF16	Ki-5207	песок русловой фации	то же	12050±100	12280–11939
MF17	Ki-5206	то же	то же	12300±110	12633–12230
MF18	ИГАН-1485	старица, торф	древесина	7000±100	5956–5716
		Горки, пойма			
GF19	ИГАН-1507	почва 1	г.к.	2290±180	526–122 BC
GF20	Ki-5849	сапропель	г.к.	8710±60	7837–7619

Таблица 19 (окончание)

№	Индекс	Характер образца	Материал	^{14}C-дата, *лет назад*	Калиброванные даты, *до н.э.*
		Почвы, погребённые в балках			
ZB21	ИГАН-1509	**балка Журишки**, дно балки, почва 2	г.к.	2330±120	488–246 BC
ZB22	ИГАН-1502	почва 3	то же	5670±150	4705–4569
ZB23	ИГАН-1508	почва 4, A1 верх	"	7220±120	6140–5954
ZB24a	Ki-10081	почва 4, A1 низ	"	7950±80	7033–6703
ZB24b	Ki-10082	почва 4, AB клинья	"	8290±90	7515–7183
ZB24	Ki-3319	делювий на почве 4	уголь	7800±120	6707–6479
KB25	Ki-6092	**Крюковская балка**, П1	г.к.	3520±60	1914–1751
KB26	Ki-6091	П2	то же	4130±65	2835–2571
		Почвы со вторым гумусовым горизонтом (водораздельные позиции)			
Sh31	ИГАН-1083	**Шилыгин лес**, серая лесная почва, A1, 0–10	г.к.	430±80	1419–1489 AD
Sh32	ИГАН-1082	AB, 22–40	то же	2540±150	830 (786) 410
Sh33	ИГАН-1081	BAh, 40–65	"	4890±170	3861–3697
Zh34	ИГАН-1501	**Журишки**, серая лесная почва, ABh	"	6680±170	5679 (5561) 5424
Zh35	ИГАН-1584	BtA1	"	5820±260	4985 (4705) 4403
Zh36	ИГАН-1592	серая лесная почва на склоне балки, ABh	"	4980±80	3861 (3749) 3697
		Даты археологических памятников			
BH37	Ki-5845	**городище Краснобуйцы**, основание вала, кора березы	уголь	810±45	1219–1278 AD
BH38	Ki-5846	ветки березы	то же	780±55	1226–1286 AD
BH39	Ki-5846	"	"	850±40	1163–1268 AD
BH40	Ki-5846	тонкие ветки березы	"	840±45	1170–1259 AD

Примечания: г.к. – гуминовые кислоты; ABh – реликтовый гумусовый горизонт.

нах, слагающие вертикальные цепочки из плиток средним размером 2 × 5 см, журавчики, местами из сросшихся журавчиков, превратившихся в плитки; иногда трещины с карбонатными плитками пересекают древние кротовины; переход четкий, граница местами неровная.

[A1] 180–190 см. Светло-серый опесчаненный легкий суглинок, неясно-комковатый, уплотнённый, местами расслоен; пересекается вертикальными трещинами с карбонатными плитками; включает диагенетические кротовины и дисперсные карбонаты (трубочки по порам, налёты), переход чёткий.

[Bf] 190–205(210) см. Рыжевато-палевая супесь с мелким гравием, бесструктурная, уплотнённая; диагенетические кротовины и карбонаты.

[AB] 205(210)–220 см. Серовато-светло-бурый лёгкий суглинок к супеси, слабоуплотнённый, бесструктурный; по нижней границе песчаные гнёзда и

гумусированные слойки; единично диагенетические кротовины и карбонаты в вертикальных трещинах; переход чёткий.

[Bg] 220–240 см. Пёстроокрашенный опесчаненный лёгкий суглинок с осветлёнными и охристыми пятнами; единичные диагенетические кротовины и карбонаты в вертикальных трещинах; переход постепенный, граница неровная турбированная.

[D] 240–270 см. Слоистая песчано-супесчаная толща, на отдельных участках с мерзлотными деформациями; единичные кротовины.

D2 270–400 см. Светло-жёлтый песок; единичные диагенетические кротовины, заполненные песчаным материалом.

Суглинистая толща делится на два основных стратиграфических горизонта. Верхний 0–100 см представлен современной тёмно-серой лесной почвой, с мощным гумусовым профилем. Времени лесной стадии педогенеза соответствует радиоуглеродная дата – 2090 ± 45 лет, полученная по горизонту A1 данной почвы (см. табл. 18). Дата хронологически хорошо увязывается со стадией распространения лесов (Серебрянная, 1992). Нижняя часть гумусового профиля унаследована от среднеголоценового чернозёма, о чем свидетельствует дата 4690 ± 130 лет. В настоящее время на этом уровне формируется иллювиальный горизонт A1Bt лесной почвы. Нижний 100–180 см содержит палеокротовины (ходы степных грызунов-землероев) с палеоботаническим материалом степной стадии развития ландшафта в среднем голоцене (Гольева и др., 1999); возраст гуминовых кислот из древней кротовины 7740 ± 330 л.н. (ИГАН-1633).

Времени перехода от степной стадии к лесной, по нашему мнению, соответствуют радиоуглеродные даты карбонатных конкреций в пределах второго стратиграфического горизонта: 2760 ± 95 – 3740 ± 90 лет (см. табл. 18). Они образовались вследствие выщелачивания карбонатов сверху в начале лесной стадии. В процессе растворения и переосаждения $CaCO_3$ обменивается изотопами ^{14}C с почвенным раствором, в котором содержание ^{14}C близко таковому в атмосфере. Поэтому ^{14}C-даты конкреций позволяют определять время их образования. В данном случае они указывают на интервал 2700–3700 лет.

Ярким реликтом среднеголоценовой стадии почвообразования является второй гумусовый горизонт. Он встречается не только в профиле дерново-подзолистых, но и серых лесных почв, в том числе серых лесных почв Куликова поля. В позднем голоцене в результате смены почвообразования на месте чернозёмов и тёмно-серых лесных почв началось формирование серых лесных почв имеющих осветлённый горизонт, ниже которого сохранилась нижняя часть исходного среднеголоценового гумусового горизонта. По гуминовым кислотам, выделенным из второго гумусового горизонта серых лесных почв Куликова поля, получены радиоуглеродные даты: 4980 ± 80 л.н. (ИГАН-1593) и 6680 ± 170 л.н. (ИГАН-1501) (см. табл. 18).

Этапы эволюции почв и ландшафтов, связанные с короткопериодными изменениями климата

Кроме рассмотреных выше основных тенденций в развитии почв, выявлены более короткие, несколько сотен лет, этапы, связанные с короткопериодными изменениями климата. Их следы четко видны в палиноспектрах торфяников (Величко и др., 1994; Климанов, 1996).

По данным палеопочвенных исследований подобные изменения педогенеза имели место не только во второй, но и в первой половине голоцена. Так, под курганами из Виловатово и Алеево (Средняя Волга) около 4000 л.н. были погребены тёмно-серые лесные почвы с унаследованным гумусо-аккумулятивным профилем чернозёма. В палеопочве из Виловатова под гумусовым горизонтом, сформированным в условиях относительно засушливого атлантического периода (5550 ± 150 лет), есть четко выраженный второй гумусовый горизонт бореального периода (8190 ± 90 лет) и лежащий между ними оподзоленный горизонт, относящийся, видимо, к раннеатлантическому похолоданию (7500–8000 лет назад). С этапами остепнения и чернозёмообразования (Виловатово) связано появление палеокротовин, характеризующихся степными спорово-пыльцевыми спектрами (Гольева и др., 1999). Еще более четко выраженный второй гумусовый горизонт имеется в почве, погребённой под курганом из Алеево, расположенном севернее, в современной южной тайге. Деградация этого второго гумусового горизонта началась, очевидно, раньше и продвинулась гораздо дальше. Южнее, под курганом из Атли-касы, погребён чернозём деградированный с унаследованным гумусо-аккумулятивным профилем чернозёма бореального-первой половины атлантического периода.

В районе Куликова поля, в балке Журишки, под делювием, имеющем дату по углю 7800 ± 120 л.н., обнаружена погребённая почва с признаками полигенеза (Александровский, 1996). Вторая стадия её формирования – степная, достаточно продолжительная (не менее 500 лет). Она может быть отнесена к бореальному периоду. В связи с этим, первую – лесную – стадию её формирования условно можно отнести ко времени пребореал- начало бореала. Время данных стадий пока до конца не ясно. Существуют разные представления о колебаниях увлажнённости климата в раннем голоцене. По одним данным во второй половине бореального периода климат стал суше, в результате чего почвообразование сменилось с лесного на степное (Герасименко, 1997, 2004), по другим – климат менялся в противоположном направлении (Климанов, 1996).

Тем не менее большинство данных свидетельствует о неравномерности развития почв и ландшафтов в раннем и среднем голоцене в связи с колебаниями климата (Величко и др., 1994; Герасименко, 1997; Палеоклиматы..., 1988; Палеогеографическая..., 1994).

Также обнаружены достаточно отчётливые следы нескольких смен почвообразования в позднем голоцене. Они ярко проявились в лесостепи в бассейне Верхнего Дона, имели продолжительность 300–500 лет, были связаны с чередованием периодов повышенной и пониженной увлажненности климата и, соответственно, с чередованием периодов облесения и остепнения (Александровский, 1990; Александровский и др., 1996; Чендев, Александровский, 2001).

Следы одного из периодов остепнения ландшафтов, установлены по данным изучения почв, погребённых под курганами сарматов, проникших из степных районов в лесостепь в I в. до н.э. – III в. н.э. (Медведев, 1998). В районе г. Данкова (север Липецкой обл.) почва под позднесарматскими курганами имела отчётливые признаки проградации (наложение лугово-степного почвообразования на профиль текстурно-дифференцированной почвы): интенсивную и глубокую гумусовую прокраску, слабую оподзоленность по

сравнению с фоновой серой лесной почвой. Аналогичные тенденции установлены при изучении почвы, погребённой под оборонительным валом городища Ишутино. По углю, отобранному с поверхности палеопочвы, получена дата 1890 ± 40 л.н. Калиброванный возраст – 50–210 г. н.э., что соответствует интервалу: середина I в. – начало III в. н.э. Городище расположено между городами Данковым и Ефремовым на Красивой Мече. Палеопочва – тёмно-серая лесная и отличается от фоновой несколько большей гумусированностью, кротовинностью и меньшей выщелоченностью от карбонатов (Александровский, 1998а). Учитывая явные следы антропогенной проградации фоновых почв, можно сделать вывод о более высокой степени климатической проградации палеопочвы рассматриваемого периода, выделяемого как "эпоха сарматов" (Медведев, 1998).

В еще большей степени данный процесс протекал в почве, обнаруженной под сарматским курганом в районе г. Воронежа (Чендев, Александровский, 2001): в профиле почвы были выявлены отчётливые признаки степного почвообразования, в том числе многочисленные ходы степных грызунов-землероев. Более древние почвы (тёмно-серые лесные) и фоновые (серые лесные) подобных признаков не имели.

Следующий этап остепнения, проградации и вторичной окарбоначенности серых лесных почв лесостепи относится ко времени ~1000 л.н. Данный период длился несколько веков. Он предшествовал так называемому малому ледниковому периоду (XIV–XVIII вв. н.э.) и может быть назван малым климатическим оптимумом. Признаки процессов климатически обусловленной проградации этого периода обнаружены в почвах, погребённых под валами городищ XII–XIII вв. Аннинское и Аринское, в зоне распространения широколиственно-лесных ландшафтов в северной части Среднерусской возвышенности, в бассейне верхнего течения р. Осетр. Погребённые почвы – серые лесные, переходные к тёмно-серым, имеют более мощный и тёмный гумусовый горизонт по сравнению с фоновыми почвами. В это время в условиях более сухого и тёплого климата при сохранении широколиственно-лесной растительности гумусо-аккумулятивный процесс усилился, а оподзоленность ослабела. В фоновых почвах ярко выражен белёсый элювиальный горизонт, что, очевидно, связано с их развитием в условиях более холодного и влажного климата малого ледникового периода.

Кроме перечисленных выше, выявлены признаки сходных изменений климата, растительности и почв около 4000, 3000 л.н. (Alexandrovskiy et al., 2001; Чендев, 2004). Пока не известны признаки изменений почв, относящихся к другим колебаниям климата позднего голоцена, хотя последние весьма значительны (Величко и др., 1994).

В лесостепи неоднократно повторявшиеся за последние 3500 лет климатогенные флуктуации границы между лесными и степными массивами привели к формированию переходных экотонных почв (Александровский, 1990). На территории постоянно сохранявшихся лесных участков, которые обнаруживаются по всей лесостепной зоне, залегают серые и тёмно-серые лесные почвы. В пределах постоянных степных участков, вплоть до северных пределов лесостепи, располагаются чернозёмы. Для зоны периодических смещений характерны переходные почвы – тёмно-серые лесные проградированные, чернозёмы оподзоленные и выщелоченные текстурно-дифференцированные. Таким образом, переходная полоса со сложными почвами

характерна и для зонального уровня, и мезоуровня, и уровня структур почвенного покрова.

Итак, в результате исследования палеопочв переходной зоны лес-степь выделены и датированы основные стадии эволюции почв, типичные для средней полосы Русской равнины.

Первая позднеледниковая стадия представлена маломощными почвами, с тёмными гумусовыми горизонтами, криогенными турбациями и солифлюкционным переотложением. В их профиле отсутствуют признаки текстурной дифференциации. В более южных районах – это дерново-карбонатные почвы (Герасименко, 1997). Их можно назвать дерновыми остаточно-карбонатными или пararендзинами на карбонатном лёссе (Геннадиев, 1990). К началу голоцена относится этап интенсивного врезания и расчленения территории овражно-балочной сетью (Сычева, 1999). В ряде разрезов обнаружены признаки кратковременной стадии формирования текстурно-дифференцированных почв того же времени, например в южной части современного ареала рассматриваемых почв (центральная лесостепь, Прикарпатье).

В раннем голоцене и начале среднего голоцена имели место смены стадий развития текстурно-дифференцированных и гумусо-аккумулятивных почв. Так, возраст стадии формирования тёмноцветных горизонтов 8190 ± 90 лет (Средняя Волга) и 7950 ± 80–8290 ± 90 лет (Верхний Дон). До и после неё имели место две стадии оподзоливания почв: раннебореальная и раннеатлантическая.

В условиях максимально теплого и засушливого климата среднего голоцена образовались черноземы и другие почвы, послужившие основой для второго гумусового горизонта – наиболее яркого реликтового признака почв Восточной Европы. Выделены два вида вторых гумусовых горизонтов: 1) залегающие глубоко в профиле серых лесных почв по черноземy (в южной и юго-западной частях региона); 2) залегающие неглубоко, чаще всего в профиле дерново-подзолистых почв по тёмно-серым лесным (в центральной и восточной частях).

Наряду с направленными изменениями почвообразования, в позднем голоцене, были и короткопериодные (300–500 лет), вызванные колебаниями климата и биоты. Например, признаки проградации почв времени фатьяновско-абашевской и "киммерийской" эпох (около 4000 и 3000 л.н. по некалиброванным или 4500 и 3200 по калиброванным ^{14}C данным), эпохи сарматов и малого климатического оптимума, а также этап деградации (выщелачивания и текстурной дифференциации) малого ледникового периода.

В целом, основная направленность педогенеза в лесной и лесостепной зонах в голоцене определялась постепенным снижением континентальности и увеличением гумидности климата, распространением леса на степь. В первую половину голоцена увеличение увлажненности климата сочеталось с его потеплением, а во вторую – с похолоданием. При этом происходили квазипериодические колебания климата повлекшие изменения биоты и ландшафтов. К таким же выводам о направленности развития природных процессов в голоцене для степной зоны юга Украины пришел В.П. Золотун (1970, 1974в, 1986), для лесостепи Сибири – А.А. Ямских (2000), для лесостепи центра Русской равнины – С.А. Сычева (Sycheva, 2000). Континенталь-

ность климата первой половины голоцена, по данным А.М. Прокашева (1999), отражена в почвах северо-востока Русской равнины.

Исследования палеопочв показали пространственную неоднородность (мозаичность), характерную для контрастной климатической эволюции почв экотона лес/степь. Её причины: 1) разная направленность изменений климата; 2) регионально (или локально) развивавшиеся процессы ускорения (разгонки) процессов или их торможения, например, на границе лес/степь (разгонка) и во внутризональных позициях – в степи (торможение); 3) разные инерционность почв и скорость их трансформации. В результате, одни почвы уже прошли этап эволюции и полностью изменились, другие продолжают оставаться на ранних стадиях эволюции и сохраняют малоизмененные реликтовые признаки. Данные процессы проявляются, в частности, в формировании эволюционных структур почвенного покрова.

ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕРНОЗЕМОВ, КАШТАНОВЫХ ПОЧВ И СОЛОНЦОВ НА ЛЁССАХ

Эволюция чернозёмов является объектом особого внимания исследователей со времени возникновения генетического почвоведения. Описания эволюции этих почв имеются в "Русском чернозёме" (1883) и других работах В.В. Докучаева. В дальнейшем было накоплено большое количество фактов и предложены гипотезы, касающиеся изменения почв степей Восточной Европы и Западной Сибири, а также некоторых территорий Европы, Африки и Америки под воздействием различных факторов среды (Роде, 1947; Ковда, 1973; Маданов и др., 1967; Золотун, 1974в; Марголина и др., 1988; Иванов, 1992; Дёмкин, 1997; Дюшофур, 1970; Laatsch, 1957; Ehwald et al., 1977; Боул и др., 1977).

В Центральной Европе чернозёмы встречаются отдельными массивами среди лесных почв. Данные чернозёмы называют реликтовыми (Дюшофур, 1970), так как в начале голоцена распространялись шире. В настоящее время они сохранились в пределах лёссовых территорий, чаще в межгорных понижениях с наиболее сухим климатом при количестве осадков 430–450 мм в год (Ehwald et al., 1977). Их возраст по данным ^{14}C датирования 5000 лет и более (Scharpenseel, 1971). В условиях влажного современного климата при поселении леса они эволюционируют в деградированные (брюнифицированные) чернозёмы (Дюшофур, 1970). В Америке многие раннеголоценовые лесные почвы переходили в почвы прерий среднеголоценового термического максимума (7–4 т.л.н.) (Боул и др., 1970; Ruhe, 1969), которые затем в позднем голоцене подверглись брюнификации.

Почвы субтропических и тропических степей жаркого климата отличает большой возраст. Выделяется три стадии их развития: рубефикациия (покраснение), карбонатизация (образование коры) и остепнение (Дюшофур, 1970). Рубефикация проходила в период с более влажным климатом, последний из которых в субтропических и тропических регионах приходится на конец плейстоцена – первую половину голоцена. Карбонатизация также протекает в условиях влажного климата, способствующего выщелачиванию $CaCO_3$ из верхних горизонтов. В нижней части профиля карбонаты осаждаются в виде коры, которая может быть плотной, порошковидной и др. Со-

временная стадия иссушения климата и остепнения характеризуется формированием хорошо развитого гумусового горизонта. В эволюции данных почв, происхождении карбонатных кор остается еще много неясного.

Особый интерес представляют степные почвы, погребённые в голоценовых лёссах. Известны два основных региона их распространения: лёссовое плато Китая и центральная часть США (штат Небраска).

Широкое распространение степей и разнообразных степных почв, чернозёмов, каштановых, солонцов на территории нашей страны определяет повышенное внимание к изучению истории их развития. Большое значение в понимании голоценовой эволюции этих почв имеют исследования почв курганов, широко распространённых в степях юга России. Тем не менее остаются нерешёнными или дискуссионными проблемы возраста и характера стадий эволюции почв, специфики их эволюции в разных типах ландшафтов, скорости процессов в разных биоклиматических обстановках и на разных почвообразующих породах. Остановимся на работах, в которых эволюция современного голоценового почвообразования в степи рассмотрена с привлечением палеопочвенного метода. Первая работа с анализом многих почв курганов и оборонительных валов опубликована П.В. Мадановым с соавторами (1967). По мнению авторов, чернозёмы Поволжья развивались в относительно стабильных условиях среды с постоянной скоростью в течение всего голоцена. По мнению С.И. Андреева (1971), изучавшего подкурганные почвы того же региона, педогенез развивался по схеме Вильямса.

Новый этап в исследованиях по поднятой проблеме связан с работами В.П. Золотуна (1970, 1974а,в), предложившего свою схему эволюции чернозёмов на основании анализов палеопочв более чем 100 курганов на юге Украины. Автор установил: эволюцию почв в последние 5000 лет (более 5500 лет по данным калибровки) вслед за увеличением увлажнённости климата от каштановых до обыкновенных чернозёмов; неравномерность развития почв, а именно быстрый рост профиля и выщелачивания карбонатов в конце суббореального – начале субатлантического периода и замедление этих процессов после V в. до н.э.

Иную схему развития степных почв предлагают И.В. Иванов и В.А. Дёмкин (1992, 1997). Климат атлантического периода юго-востока Русской равнины, согласно шкале Блитта-Сернандера, определяется как влажный; климат суббореального периода – засушливый, но только в средней его части; климат позднего суббореала – наиболее влажный (Дёмкин, 1997). Схема включает относительно кратковременные периоды аридизации педогенеза – ~4000 и 2000 л.н. (cal 4500, 1900 л.н.) и периоды увеличения гумидности климата и активизации черноземообразования – ~3500 и 700 л.н. (cal 3800, 700 л.н.).

В последнее время обсуждаются две последние схемы эволюции степных почв, различающиеся в основном трактовкой условий почвообразования атлантического периода. По схеме В.П. Золотуна (1970, 1974а,в) и других авторов (Александровский, 1995б; Хохлова и др., 1998) климат всего периода или второй его половины был засушливым, по схеме И.В. Иванова – влажным (Иванов, 1992; Дёмкин, 1997).

Анализ наших и других данных по югу России показывает, что чернозёмы, погребённые под курганами 5000–3500 л.н. (cal 5700–4000 л.н.), отличаются меньшей мощностью и высоким уровнем залегания карбонатов

(Александровский, 1984, 2002а,б; Иванов, 1992; Марголина и др., 1988). Это говорит о засушливости климата второй половины атлантического периода и суббореала по сравнению с современностью. Повышенная гумусность палеопочв, по нашему мнению, скорее указывает на континентальность климата этого времени, чем на его влажность. Так, в настоящее время маломощные, но более гумусированные чернозёмы характерны именно для восточной части Восточной Европы. Наоборот, в западной части региона чернозёмы мощнее, но малогумусные. Следовательно, чернозёмы среднего голоцена по своим признакам ближе к современным более восточных регионов с континентальным климатом. В условиях максимальной аридности климата первой половины суббореала отмечается снижение их мощности и повышение уровня залегания карбонатов (период возвратного развития).

Основной этап эволюции чернозёмов относится к первой половине позднего голоцена (Золотун, 1974а,в; Александровский, 1983; Марголина и др., 1988), когда в результате увлажнения климата мощность и гумусность черноземов увеличились в 1,5 раза, скорость выщелачивания карбонатов – ~в 5 раз. На Кубани в атлантический период голоцена скорость выноса карбонатов составляла 6 г/м^2 в год, в суббореальный период – 28 г/м^2 в год, а в субатлантический период – 56 г/м^2 в год.

Несмотря на существенные изменения профиля, приводившие к смене подтипа и типа почв (например, каштановой почвы на чернозём южный и обыкновенный, Золотун, 1974а,в) и изменению почвенной зональности на подзону (Иванов, 1992), эволюция почв малоконтрастна. Сохраняется тип почвообразования в основе которого лежат процессы аккумуляции гумуса и миграции карбонатов и солей. Поэтому эволюция может быть охарактеризована как моногенетическая.

Современные тенденции изменения почв степи связаны с переходом от максимально гумидного периода XII–XIV вв. (по некоторым данным он продолжался дольше) к условиям меньшей увлажненности последних 100–200 лет (Иванов, 1992; Дёмкин, 1997; Александровский, 2002б). Отсюда и признаки некоторого роста засолённости почв степи, увеличения карбонатности и снижения их гумусированности.

Большое значение в эволюционных изменениях чернозёмов имел процесс направленных зоотурбаций, о которых мы говорили ранее (см. гл. 1). Из-за увлажнения климата в начале позднего голоцена возросли не только биопродуктивность и интенсивность гумусонакопления, но также активность почвенной фауны. На поверхность выносится больше материала подгумусовых горизонтов, который включается в состав горизонта А1. Это приводит к увеличению мощности прогумусированной толщи, но ее нижняя часть выходит за пределы активного почвообразования и становится пассивной (реликтовой) частью гумусового профиля.

Эволюция чернозёмов юга России

В последнее время нами были проведены исследования больших курганов ранней бронзы на Северном Кавказе (Александровский, 2002б). По материалам из насыпей наиболее древних курганов, относящихся к майкопской культуре, получены радиоуглеродные даты (на ускорителе датирова-

лись остатки растений) в интервале 4500–5000 л.н. (по данным калибровки 5100–5700 л.н.).

Изученные палеопочвы характеризуются хорошей сохранностью, так как они погребены под высокими насыпями 2–7 м. Это важно, так как под курганами менее 1 м современные почвенные процессы существенно изменяют такие свойства почв, как содержание гумуса, карбонатов и даже морфологию верхних горизонтов. Так, под центральной частью кургана из Золотарёвки был хорошо выражен тонкий осветлённый поверхностный горизонт палеопочвы (элювиальная корка по Золотуну 1974а). Но на удалении от центра кургана, где мощность насыпи снижалась до 120 см и менее, горизонт терялся, верхняя граница погребённой почвы становилась нечеткой. Причиной таких изменений палеопочв являются процессы иллювиирования, переоструктуривания, биотурбации и другие.

Золотарёвка 1. Курган 25. Северная периферия Ставропольской возвышенности. Курган 1,8 м, в основании насыпь майкопского времени.

Профиль *палеопочвы* (тёмно-каштановая–чернозём южный). Глубины от поверхности погребённой почвы: А1д 0–3 см, осветлённый горизонт (дёрн); $A1_1$ 3–15 см, верхняя часть гумусового горизонта тёмно-серо-бурого цвета; $A1_2$ 15–40 см, нижняя часть гумусового горизонта; АВса 40–50(60) см, переходный горизонт с кротовинами; В2са 50(60)–135 см, карбонатный горизонт с белоглазкой; В3 140–160(165) см, горизонт с карбонатной пропиткой. ВСs 160(165)–175 см, гипсовый горизонт. *Фоновая почва* (чернозём обыкновенный предкавказский) имеет профиль: А1р 0–30 см, пахотный горизонт; А1 30–45 см, нижняя часть гумусового горизонта; АВса 45–80 см, переходный горизонт; В2са 80–190 см, палевый суглинок с белоглазкой; ВСса 190–235 см; гипс располагается ниже 235 см.

В фоновых почвах исходное содержание гумуса определялось с учётом его потери (на 25–30%) в результате распашки. В погребённых почвах исходное содержание гумуса (восстановленное на время до погребения) определялось по методу, предложенному Ивановым (1992) и Дёмкиным (1997).

Результаты изучения морфологии почв (мощность горизонтов, уровень залегания гипса и карбонатов), их физических и химических свойств (табл. 20) свидетельствуют о следующих изменениях почв и условий их образования в степях Северного Кавказа: по сравнению с майкопским временем (>4500 л.н.) современные почвы стали на 45% мощнее и в 1,6 раза гумусированнее, запасы гумуса увеличились на 70%, глубина выщелачивания – более чем на 45%. Все это указывает на засушливость климата того времени.

Похожие результаты по району с близкими биоклиматическими условиями (Ставропольская возвышенность) получены А.Н. Геннадиевым (1990). Погребенная почва (47 см) середины суббореального периода (она несколько моложе, чем почва из Золотарёвки) отличалась от фоновой (80 см) в той же степени, в какой и исследованная нами почва.

Расшеватский 1. Курган высотой более 6 м (его сооружение начато в майкопское время) расположен в западной части Ставропольского края. Климат здесь более влажный, а черноземы более мощные и выщелоченные, чем в районе Золотарёвки. Содержание гумуса в погребённой и фоновой почвах невелико: 0,95 и 3,22%, что характерно для прикавказских черноземов. Восстановленное содержание гумуса, соответственно, 2,5 и 4,5 %.

Таблица 20

Данные химических анализов почв эпохи ранней бронзы Центрального Предкавказья

Горизонт, глубина, см	pH водн.	Гумус, %	Фосфор, %	CO_2 карбонатов, %	Горизонт, глубина, см	pH, водн.	Гумус, %	Фосфор, %	CO_2 карбонатов, %	Горизонт, глубина, см	pH, водн.	Гумус, %	Фосфор, %	CO_2 карбонатов, %
Золотарёвка-1, курган 25. Почва под центральной частью насыпи					**Расшеватский 1.** Палеопочва					**Иноземцево.** Погребенная почва				
Золистый слой на почве	9,05		0,163		A1 0–25	7,85	0,95	0,161		A1 0–3	7,60	2,16	0,188	0,06
A1д 0–3	8,85	1,10	0,153	0,95	AB 25–50	7,80	1,24			$A1_1$ 3–12	7,75	2,19	0,163	0,95
$A1_1$ 3–15	8,80	1,14	0,161	2,09	BA 50–70(80)	7,80	0,71	0,153		$A1_2$ 13–30	7,85	1,93	0,149	1,23
$A1_2$ 15–40	8,50	0,84	0,143	4,94	B2ca 70(80)–150	7,85			5,70	ABca 30–40	7,90	1,66		1,23
AB 40–50(60)	8,65	0,66		5,60	B2ca 150–280	8,05			4,84	Bca 40–60	8,30			4,65
B1ca 50(60)–100	8,80			5,98	BCs 280–300	8,00			5,41	Фоновая почва				
B2ca 100–135	9,15			6,27						A1g 0–5	7,35	6,47	0,237	0,85
Фоновая почва					Фоновая почва					A1p 5–30	7,05	4,12	0,172	0,85
A1p 0–25(30)	8,00	3,71	0,175	0,61	A1p 0–30	8,05	3,22			Al_2ca 30–50	8,00	2,64	0,153	0.85
$A1_2$ 25(30)–45	8,00	2,67	0,158	2,28	AB 30–60	8,20	2,72			ABca 50–65	8,15	2,36		4,56
AB 45–80	8,20	1,83		5,60	BA 60–90	8,25	2,21			BCa 65–80	8,30			5,70
B2ca 80–130	8,45	0.83		6,46	B2ca 90–150	8,25			6,17					
B2ca 130–190	8,50			6,93	BC 150–300	8,75			4,65					
BCs 190-235	9,10			5,03	C 300–350	8,90			5,98					

Таблица 21

Отношение мощностей горизонтов, глубины залегания карбонатов и гипса, содержания гумуса в фоновых почвах к таковым в палеопочвах

Показатели	Золотаревка, майкопская культура, чернозёмы	Расшеватка, майкопская культура, чернозёмы	Иноземцево, майкопская культура, чернозёмы	Ипатово, катакомбная культура, солонцы	Новозаведенное, скифск., каштановые	Шара-Халсун, мазар XII–XIV вв., солонцы
Горизонт A1	1,17	–	1,67	–	(1,37)	–
Горизонты A1+AB	1,45	1,20	1,62	1,60	1,07	0,88
Глубина залегания карбонатов	–	1,20	1,67	2,05	1,11	0,88
То же, гипса	1,47	1,37	–	1,67	–	0.59
Гумус*	1,62	1,77	(1,09)	1,52	–	0,95
Запасы гумуса*	1,70	1,7	1.5	–	–	–

* Для палеопочв рассчитывались восстановленные содержания и запасы гумуса.

Следовательно, в фоновой почве гумуса в 1,8 раза больше, чем в почве майкопского времени.

Иноземцево. Курган высотой более 3 м также майкопской культуры. Предгорья Большого Кавказа. Почвы отличаются каменистостью и укороченностью нижних горизонтов профиля. Выделяется тонкий верхний горизонт палеопочвы A1д (дёрн), осветленный в результате диагенеза. Почва майкопского времени менее мощная, чем фоновая, но почти не уступает ей по гумусности (восстановленное содержание гумуса составляет 5,76 и 5,88%). Однако запасов гумуса в погребённой почве, из-за малой её мощности, значительно меньше, чем в фоновой. Палеопочва содержит больше карбонатов на глубине 30–50 см по сравнению с фоновой.

В целом, данные по трем рассмотренным объектам (табл. 21) показывают, что палеочернозёмы майкопского времени (5100–4600 л.н.), отличаются меньшей мощностью (в 1,2–1,6 раза), меньшей выщелоченностью от карбонатов и гипса, меньшей гумусированностью (в 1,3–1,7 раза). Подобные различия можно объяснить меньшей увлажненностью климата, причем не только времени создания курганов 5100–4600 л.н. (cal 5900–5300 л.н.), но и всей второй половины атлантического периода голоцена, в течение которой эти почвы сформировались.

Эволюция почв сухой степи

Наиболее интересным объектом наших исследований в сухой степи является большой курган из *Ипатово*. Он расположен на северной периферии Ставропольской возвышенности на высокой террасе р. Калаус, имеет высоту 7 м и сложное строение (Belinsky et al., 2000). Насыпь Большого Ипатовского кургана создавалась человеком в бронзовом веке с перерывами, в течение которых развивались почвы (рис. 26). Выделяется до пяти таких почв

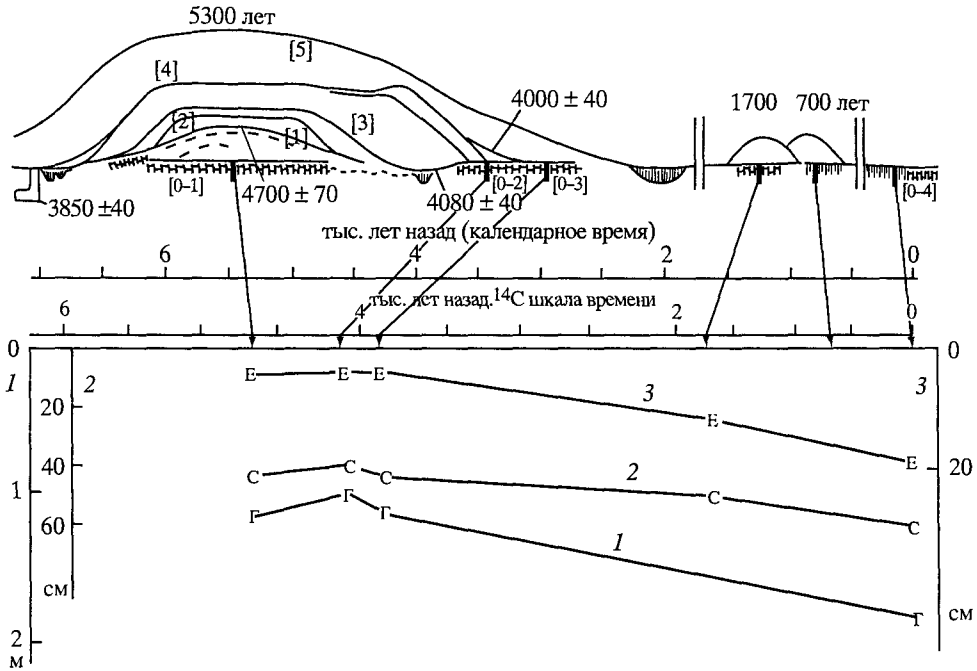


Рис. 26. Хроноряд погребенных солонцов и светло-каштановых солонцеватых почв из Ипатово: *1* – уровень поверхности гипсового горизонта, *2* – уровень белоглазки, *3* – мощность элювиального горизонта

(почвы [1–5]). Почвы [2–5] имеют слаборазвитый профиль, почва [1] – более развитый. Две почвы – подкурганная [0] и лежащая на его поверхности [6] – развиты хорошо. Вертикальный хроноряд включает семь почв. Почва [0], залегающая под центральной частью кургана, была погребена раньше, чем под его периферией. Эта почва представляет собой горизонтальный хроноряд, состоящий четырёх членов: под первой насыпью [0–1], под более молодой [0–2], под краевой частью [0–3] и фоновая [0–4]. Возраст почв вертикального хроноряда определён на основе ^{14}C дат (Alexandrovskiy et al., 2000, 2001). Время погребения почв горизонтального хроноряда определено путем стратиграфической корреляции с почвами вертикального хроноряда.

Современные (фоновые) почвы, окружающие курган, представлены каштановыми солонцеватыми и солонцами глубокими. Под курганом погребены почвы, отличающиеся от современных. Они представлены светло-каштановыми солонцеватыми почвами и солонцами мелкими (почвы [0–2, 0–3], см. рис. 26). Подобные солонцы в настоящее время в районе кургана не встречаются. Они распространены на значительном удалении от него к северо-востоку, в долине Маныча, где климатические условия более засушливые, а растительный покров представлен полынно-типчаковыми группировками. Можно предполагать, что в катакомбное время подобные сухостепные или даже полупустынные растительные группировки были распространены и в районе Ипатовского кургана.

Подкурганная и фоновая почвы показывают постепенное изменение ряда диагностических признаков. Достаточно быстро на изменения увлажнен-

ности климата реагирует глубина залегания гипсового горизонта. В почве [0–1], погребенной около 4700 л.н., гипс залегает на глубине 130–160 см, в почве [0–2] (4100 л.н.) – 90–110 см, в почве [0–3] (3850 л.н.) – 110–125 см, в фоновой [0–4] – 160–210 см. Сходно, но менее контрастно, изменяется глубина залегания карбонатного горизонта. Глубина поверхности горизонта белоглазки в те же интервалы времени была следующей: 4700 л.н. – 45 см, 4100 – 40 см, 3850 – 45 см, 1700 – 50 см, 0 л.н. – 60 см. Мощность элювиальной толщи (горизонты E и AE) данных почв изменялась в том же направлении: 3–5 см – 4700–3850 л.н.; 10–12 см – 1700 л.н.; 15–20 см – 0 л.н. (в состав хроноряда включена почва, погребенная под курганом III–IV вв. н.э.).

В целом почвы развивались в направлении от солонцов мелких, майкопского и катакомбного времени (5000–3800 л.н.; cal 5700–4200 л.н.), в сторону современных каштановых солонцеватых почв в комплексе с солонцами средними. Результаты изучения почв горизонтального ряда, погребенных под разновозрастными досыпками кургана, показывают общее направление изменений климата: засушливый климат около 4700 л.н. (cal 5400 л.н.), резко засушливый около 4000 л.н. (cal 4500) менее засушливый 3800 л.н. (cal 4200) и наиболее влажный в настоящее время.

Почвы вертикального ряда свидетельствуют о сходных изменениях климата и, в частности, о наличии аридной стадии почвообразования. Почва [1] (разделяется на 1а и 1б), формировалась в интервале 4700–4150 л.н. (cal 3500–2700 до н.э.) в похожих условиях с подкурганной почвой [0–1]. В почве [2] признаки повышенной аридности также отсутствуют, но они появляются в почвах [3 и 4], формировавшихся 4150–3950 л.н. (cal 2680–2420 до н.э.).

Почва [3] развивалась 100–150 лет, сначала в условиях влажного климата (мощный гумусовый горизонт на дне древних рвов), а затем – сухого (почва на поверхности насыпи и рва трансформировалась в карбонатную малогумусную). Почва [4] также формировалась ~100–150 лет, но сначала в аридных условиях (трещины усыхания до 3 м), а затем во влажных – имеет хорошо развитый гумусовый горизонт и признаки выщелачивания $CaCO_3$. На влажные климатические условия последней стадии создания кургана (3850 ± 40 л.н.) указывают признаки оглеения насыпи.

Почвы Большого Ипатовского кургана сформировались при более сухом климате конца AT- и начала SB-периодов, чем современные. Вслед за короткой стадией резкой аридизации 4100–3950 л.н. (cal 2650–2450 до н.э.) климат развивался в сторону увеличения гумидности и в последние 1–1,5 тыс. лет он был значительно влажнее, чем в AT-время. Сходные изменения растительности, почв и климата выявлены в смежных районах (Серебрянная, 1976, 1992; Хотинский и др., 1994; Александровский, 1995б; Хохлова и др., 1998; Спиридонова, Алешинская, 1999).

Климатические колебания в III тысячелетии до н.э. на территории Восточной Европы были установлены ранее по данным палинологических исследований (Климанов, 1996; Хотинский, 1977; Gerasimenko, 1997). В большинстве случаев их относят к разряду одних из многих ритмично повторяющихся климатических колебаний голоцена. Впервые на территории Восточной Европы (бассейн р. Дона) аридизация III тысячелетия до н.э. была названа Е.А. Спиридоновой (1991) катастрофическим явлением и отнесена по данным ^{14}C к 3800–3900 л.н. (cal 2200–2400 лет до н.э.). Обнаруженные в Ипатовском кургане трещины усыхания глубиной до 3 м

(почва [4]) и признаки смены сухостепного почвообразования на полупустынное и даже пустынное (почва [3]) также свидетельствуют о катастрофическом характере произодшего. Аридизация климата III-го тысячелетия до н.э. такого же характера установлена и для территории Месопотамии (Weiss et al., 1993). По результатам ^{14}C-датирования возраст этого события, как и по данным А.Е. Спиридоновой (1991), несколько моложе, чем в Ипатове.

Из табл. 20 ясно, что в прошлом, в конце атлантического периода голоцена (курганы майкопского времени) и в середине суббореала (курганы катакомбной культуры), почвы в западной части Предкавказья имели гораздо меньшую мощность, гумусированность, были слабее выщелочены от карбонатов и гипса. К настоящему времени эти показатели увеличились в 1,2–1,7 раза. Аналогичные результаты получены нами ранее при морфогенетическом изучении палеопочв Кубани и других степных регионов (Марголина и др., 1977). Палеопочвы субатлантического периода (скифское время и средневековье: Новозаведенная и Шара-Халсун) уже мало отличаются от современных по многим свойствам, но значительно мощнее более древних бронзового века (см. табл. 20). При этом средневековая почва, погребённая во время средневекового плювиала XII–XIV вв. н.э., заметно мощнее, и сильнее выщелочена от карбонатов, чем современные. Это соответствует литературным данным (Иванов, 1992; Демкин, 1997). Все факты указывают на значительно большую засушливость климата в конце атлантического – середине суббореального периодов по сравнению с эпохой средневековья. Признаки более влажного климата на Северном Кавказе, по сравнению с современностью, сохранялись до XVII–XVIII вв. (Николаев и др., 2002).

Почвы времени 4200–3800 л.н. (катакомбная культура) особенно отличаются от современных (см. табл. 20). Климат максимально аридный. Наоборот, почвы погребенные под скифским курганом около 2600 л.н. уже слабо отличаются от фоновых. Следовательно, в течение интервала времени 3800–2600 л.н. почвы резко изменились, и причиной этого была повышенная увлажненность климата эпохи поздней бронзы.

Сходные данные по характеру изменений среды выявлены нами при изучении палеопочв более 30 курганов и городищ в лесных и лесостепных регионах Северного Кавказа. Так, климат атлантического периода был суше современного на 150–200 мм осадков в год. В последней трети суббореала установился влажный климат, хотя позже имелись короткие аридные этапы (Александровский, 2002б). В изменениях почв и биоты в степи лежат те же причины, что и в лесных регионах Северного Кавказа (Александровский, Бирина, 1987), а также выявленных на границе лес/степь в Прикарпатье, на Средней Волге и других регионах.

Биоклиматические изменения отразились в эволюции почв региона поразному. Основные периоды: засушливый 10–3,5 т.л.н. и влажный 3,5–0 т.л.н., четко проявились в предгорьях, на границе лес/степь. В степях Кубани и Ставрополья изменения увлажнённости климата той же направленности, но прослеживаются не так ярко. Далее к северо-востоку, в сухих степях (Маныч, Ергени) они не обнаруживаются (рис. 27). Здесь в эволюции почв в основном отражены относительно непродолжительные стадии увлажнения и аридизации (Дёмкин и др., 2002). Данный регион является пере-

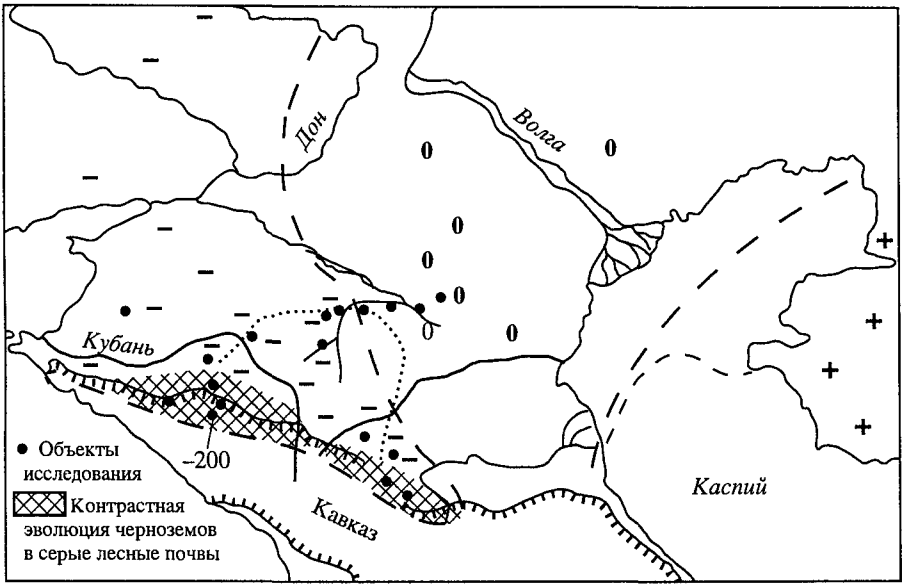


Рис. 27. Регионы с разной историей климата в голоцене:
(–) – дефицит количества осадков в атлантический период по сравнению с современностью; (0) – отсутствие дефицита; (+) – более высокое количество осадков в атлантический период по сравнению с современностью

ходным от западного, с более гумидным климатом и чёткой направленностью его изменений в сторону большей увлажнённости, к казахстанско-среднеазиатскому аридному региону с противоположным направлением климатических изменений (Александровский, 1997а, 2002б).

Наряду с постепенными, в почвах региона обнаружены следы кратковременных изменений среды: стадии резкой аридизации времени катакомбной культуры ~4000 л.н. (Alexandrovskiy et al., 2001) и раннескифского времени ~2700 л.н. (Александровский, 1997а).

Все эти изменения: и резкие кратковременные, и постепенные, приуроченные к основным природным рубежам голоцена, приводили к миграциям и сменам типа хозяйства древнего населения Северного Кавказа.

Общие черты изменений климата и почв юга России в голоцене

История климата юга России в голоцене пока изучена слабо. Установлено, что для изменений увлажненности в большой степени были характерны региональные различия (Борзенкова, 1992).

В раннем голоцене на лёссах вслед за этапом интенсивного врезания и расчленения территории овражно-балочной сетью в условиях относительно сухого континентального климата формировались дерново-карбонатные почвы (пararендзины), затем маломощные чернозёмы.

Среднему-позднему голоцену соответствуют два региона с разной историей изменений увлажненности климата (см. рис. 27). В западном, охватывающем территорию от центральной части Предкавказья до централь-

ного черноземья, со времени раннего-среднего голоцена до современности прослеживается постепенное колебательное увеличение увлажненности климата. Выделяются две основные стадии: степная с более сухим климатом в раннем и среднем голоцене и после рубежа 3500 л.н. (cal 4000), стадия увеличения увлажненности климата и распространения леса на степь. Подсчеты показывают, что особенно резко климат на этом рубеже изменился предгорьях Северного Кавказа: увеличение количества осадков здесь достигало 200 мм. На Кубани и основной части Ставрополья изменения климата шли в том же направлении, однако их контрастность была слабее.

Восточнее, на Маныче и Ергенях, указанные тенденции не проявились. Об этом свидетельствуют и литературные данные (Дёмкин и др., 2002). Вероятно, данный район является переходным от Северокавказского к Среднеазиатскому. Последний характеризуется иной последовательностью стадий изменения климата: около 3500 л.н. влажный климатический период сменился засушливым (Виноградов и др., 1969).

Также зафиксированы следы резких кратковременных колебаний климата. Так, на фоне относительно засушливого климата Атлантического периода ~5500 л.н. (cal 6300) проходила стадия повышенной увлажненности климата (Кременецкий и др., 1998). Её длительность, по нашим данным, ~300 лет. Периоды резкой засухи на Северном Кавказе относятся к интервалам 4100–3900 и 3000–2700 л.н. (cal 4500 и 3000) (Александровский, 1997; Alexandrovskiy et al., 2001). Сходные колебания климата выявлены в сухих степях (Дёмкин и др., 2002).

Тенденции изменения почв степи заключались в росте мощности гумусовых горизонтов и выщелачивании карбонатов, шедшие вслед за постепенным (с колебаниями) увеличением влажности климата. Этот процесс замедлился 2500 л.н. (Золотун, 1974в). По данным Ю.Г. Чендева (2004), мощность чернозёмов, начиная с 2000 л.н., практически не менялась. Мы считаем, что процесс нарастания мощности и гумусности степных почв 2000 л.н. лишь замедлился и достиг максимального развития около 500 л.н.

Эволюционные изменения степных почв, чернозёмов, каштановых были в основном малоконтрастными, что вообще характерно для внутризональных позиций. Менялись мощности гумусовых горизонтов и запасы гумуса, глубина залегания и формы карбонатов.

Чернозёмы лесостепи и луговой степи в основном развиваются и изменяются медленно. Существенные изменения протекают более 500 лет. Сухостепные почвы изменяются быстрее, значимые трансформации профиля могут занимать около 100 лет.

Вместе с тем в сухой степи наблюдаются явления контрастной эволюции почв. В первую очередь это процессы превращения каштановых и светлокаштановых почв в солонцы, сопровождающиеся резкими изменениями почвенного профиля. Возможен обратный процесс превращения солонцов в каштановые почвы. При этом в профиле последних часто сохраняются признаки остаточной солонцеватости или осолодения.

Современная стадия развития чернозёмов характеризуется максимальным развитием гумусового горизонта, что связано с увлажнением климата и ростом количества поступающих в почву остатков растений. Чернозёмы характеризуются большей инерционностью. Поэтому, по сравнению с сухо-

степными почвами, в развитии их профиля отражены более длительные этапы развития среды и в первую очередь этап увлажнения климата последних 1700 лет и, особенно, малого ледникового периода. В профиле более динамичных почв сухой степи часто записаны относительно короткие воздействия. Например, признаки некоторого роста засоленности, увеличения карбонатности и снижения гумусированности последних 100–200 лет, появившиеся после окончания малого ледникового периода.

ГЛАВА 4

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ

Почвы пойм, днищ балок, как и других пониженый рельефа, выделяются наибольшей динамичностью развития в голоцене (Величко, Морозова, 1975; Добровольский, 1968). Для них характерно сочетание процессов седиментогенеза (накопление аллювия, делювия или других осадков) и климатической эволюции. Причём данные почвы эволюционировали не только в результате прямого воздействия на них климата и биоты. Они изменялись и под косвенным воздействием эволюционировавших ландшафтов водоразделов и склонов долин, катенарно связанных с ландшафтами и почвами днищ долин.

Для пойменных и балочных почв характерны процессы омоложения, обусловленные седиментацией и погребением, а также эрозионного разрушения почв и возобновления педогенеза на молодых поверхностях. Наряду с динамичными, есть и стабильные участки, в пределах которых выявлено постепенное развитие почв из аллювиальных в сторону нормальных зональных (Добровольский, 1960, 1968). Изучение почв, погребённых в поймах и балках, подтверждает направленность процессов почвообразования как в сторону развития зрелых автономных почв, так и в сторону их обновления и омоложения (Воропай, Куница, 1972; Александровский и др., 1987; Mandel, 1992; Сычёва и др., 1993). Поэтому прогнозировать развитие почв аккумулятивных ландшафтов сложно, но необходимо, особенно для пойменных почв, которые занимают большую площадь, плодородны и имеют большое сельскохозяйственное значение. Изучение эволюции и скорости формирования данных почв важно не только с теоретической, но и с практической точки зрения.

ПОЧВЫ ПОЙМ

Поймы относятся к числу наиболее молодых элементов рельефа. Они сформировались в голоцене и продолжают активно развиваться. Почти полностью безлесные ландшафты, а также высокая интенсивность накопления аллювия, характерные для современной поймы, существовали не всегда. Многочисленные факты показывают, что история ландшафтов пойм в голоцене была сложной, включавшей многие стадии с иным характером развития естественных и антропогенных процессов педогенеза. Большой интерес для реконструкции истории пойм и их почв в последние 10–12 тыс. лет представляют серии пойменных погребённых почв.

Типичные почвы пойм – дерновые и луговые аллювиальные, формируются в условиях постоянного поступления наилков, в результате чего нара-

стают вверх. Такие почвы называют кумулятивными (Ferring, 1992) или синлитогенными. В связи с последним термином следует отметить, что понятие литогенез имеет широкое значение, оно включает не только процессы накопления осадков, но и процессы выветривания и метаморфизма отложений на глубине. Так как геологическая компонента пойменного педогенеза представлена процессами накопления седиментов, данные почвы можно было бы назвать не синлитогенными, а синседиментационными. Сходное понятие – педоседименты – предложено И.П. Герасимовым (1976).

В течение голоцена происходили смены типа рельефа поймы. Русло было то многорукавным, то меандрирующим; поверхность поймы – гривистой или плоской. На одних отрезках поймы формировалась лестница террас разного возраста: высокая, средняя и низкая, на других – участки разного возраста, но одинаковой высоты, а на некоторых – наоборот, молодые участки поймы оказались выше, чем древние (Ferring, 1992; Ротницки, Старкель, 1994).

Изменения поймы характеризуются чётко выраженными направленными тенденциями, ритмикой и значительной пространственной неоднородностью. Указанные черты свойственны и другим природным системам. Направленность педогенеза в процессе развития пойм проявилась в постепенном переходе от преимущественно глеевых, болотных и пойменных аллювиальных (флювисолей по WRB) почв более ранних этапов голоцена к луговым и дерновым, и далее к лугово-чернозёмным, чернозёмам, серым лесным, дерново-подзолистым и другим почвам более поздних этапов, сходным с почвами внепойменных территорий. Это связано с увеличением высоты поймы, ослаблением заливаемости и ростом её дренированности.

Пойма отличается большой пространственной неоднородностью:

1) на ней в непосредственной близости соседствуют почвы молодые и древние, кумулятивные (синседиментационные) и нормальные (развитие их шло при полном или почти полном прекращении седиментации);

2) в её составе имеются участки, где русло блуждает (современные пояса меандр), разрушая и создавая новые поверхности и почвы;

3) стабильные участки, в пределах которых идет накопление отложений, причём идет с перерывами, в результате чего образуются серии погребённых почв, среди них есть молодые участки со слаборазвитыми и древние с хорошо развитыми палеопочвами;

4) древние стабильные участки с хорошо развитыми почвами на поверхности, удалённые от русла, куда наносы не попадают; почвы здесь имеют нормальный профиль, но в притеррасной части поймы или в депрессиях обычно заболочены.

В связи с такой дифференциацией поймы современные почвы на ней разделяются по возрасту – молодые, хорошо развитые и зрелые полноголоценовые, и степени гидроморфности – хорошо дренированные, с признаками гидроморфизма, заболоченные. Столь же заметно различаются по степени развитости профиля и гидроморфизма почвы, погребённые в пойменном аллювии. Линии эволюции почв по указанным двум направлениям проявляются отчетливо (Добровольский, 1968).

Исследованиями генезиса и эволюции почв поймы установлено постепенное их развитие от слаборазвитых, аллювиальных (дерновые слоистые почвы) и более развитых, ещё сохраняющих специфику пойменного почвообразования (дерновые и луговые почвы), до хорошо развитых, сходных с

внепойменными (дерново-подзолистые, чернозёмы). Особое внимание привлекают проблемы образования в пойме текстурно-дифференцированных почв (Виленский, 1955; Добровольский, 1968). Их появление связывается с поселением лесов на древних и высоких участках поймы (Добровольский, 1968). Также имеются предположения о развитии в пойме почв с осветленным горизонтом (EL) в результате элювиально-глеевого процесса без участия лесной растительности (Терёшина и др., 1989). Решение вопроса возможно с помощью комплекса методов почвоведения, палеогеографии, геоморфологии и геохронологии.

Большой интерес для анализа перечисленных проблем и обоснованной реконструкции истории поймы представляют исследования серий погребенных почв, которые широко распространены в долинах рек Русской равнины и других регионов мира (Воропай, Куница, 1972; Александровский и др., 1987; Mandel, 1992; Levis & Illgner, 1998; Yamskikh, 1998). В центральной части Русской равнины эти почвенно-аллювиальные серии изучены в поймах Волги, Оки, Днепра, Москва-реки, Сейма и др. (Сычева, Узянов, 1987; Alexandrovskiy et al., 2000; Sycheva, 2000). Применение метода ^{14}C позволяет датировать пойменные почвы, устанавливать скорости процессов образования почв и их соотношение с темпами накопления аллювия (Александровский, 2004; Holliday, 1992).

Многие исследователи неоднократно подчеркивали, что в сложнопостроенных толщах почвенно-аллювиальных серий можно обнаружить достаточно подробную запись истории развития почв и природной среды в голоцене, связанную с естественными и антропогенными воздействиями. Данный тип записи может быть назван седиментационным. В рассматриваемых объектах отражена весьма разнообразная информация. Она записана в типе почвы, в степени развития её профиля, в чередовании почв и аллювия (т.е. в самом наличии почвы). Также она записана в соотношении признаков аллювиальности и почвообразования: слоистый аллювий или гомогенный, сингенетична или эпигенетична почва.

Анализируя запись, мы получаем разнообразную информацию. В строении почвенного профиля отражен генезис почв, что позволяет реконструировать биоклиматические условия времени их формирования, характер антропогенных воздействий, наличие или отсутствие седиментации и др. В степени развития почвы зафиксирована длительность её формирования; это дает возможность датировать события. Само наличие в аллювии почвы или серии почв – свидетельство гидрологических изменений.

Рассматриваемая пойменная (пойменно-балочная) модель эволюции почв характеризуется сочетанием процессов седиментогенеза (пойменного аллювообразования) и климатической эволюции.

Факторами эволюции пойменных почв являются: 1) климат, колебания которого влияют: на гидрологический режим реки и интенсивность поступления наилков на пойму и вызывают формирование или погребение почвы; на характер растительности и биоты поймы в целом и на характер почвообразования. Кроме того, климатическая эволюция почв в пойме может быть вызвана косвенным воздействием климата – через изменения ландшафтов междуречий и изменение характера стока с междуречий в долину; 2) тектонические движения: отрицательные приводят к постепенному накоплению аллювия, положительные – к выходу поймы из пойменного режима и эволюции почв в

сторону автономных (подобное возможно и в тектонически стационарных условиях в результате постепенного отложения наилков и увеличения высоты поймы). Тектоника и саморазвитие речной системы определяют тип развития поймы: меандрирование с постоянным блужданием русла в пределах пояса меандр и обновлением почв или стационарное положение русла с формированием хорошо развитых или многоярусных почв; 3) антропогенный фактор воздействует на почвы поймы: прямо (распашка, загрязнение); путём изменения растительности поймы (безлесный ландшафт пойм – результат антропогенного воздействия) и косвенно – через изменения водораздельных ландшафтов, обезлесение и распашка которых ведут к увеличению потока мелкозёма в долины, его выносу в паводки из русла на пойму, а иногда и на первые надпойменные террасы. Изменения климата проявлялись через изменения гидрологического режима и приводили в пойме к сменам почвообразования сингенетичного на эпигенетичное. После погребения картина осложнялась воздействием диагенетических процессов. Чётко прослеживаются процессы динамики осадконакопления и эволюции почв в поймах и балках, связанные с деятельностью человека. Важным подтверждением колебаний гидрологического режима рек является также обнаружение в пойме культурных слоев древних поселений.

Исследования проводились нами на ряде ключевых объектов: на Средней Оке, в бассейнах рек Москвы, Верхней и Средней Волги, Жиздры, в верховьях Дона, в бассейнах рек Калаус и Егорлык (Предкавказье). Здесь в аллювии древних участков поймы обнаружены серии погребённых почв (Александровский, 1984б,г, 2004; Alexandrovskiy et al., 2000). Почвы различаются по длительности и степени развития, генезису и сохранности.

Причины чередования стадий почвообразования и накопления аллювия в пойме являются предметом длительной дискуссии. По мнению одних авторов большую роль в этом играли периодические смещения русла или всего пояса меандр по пойме (Ferring, 1992). По другой гипотезе почвы формировались в периоды с пониженной увлажнённостью климата и низкими паводками (Mandel, 1992; Sycheva, 2000). Схоже из-за изменений климата периодически активизировались горные оледенения, склоновые и другие процессы (Bortenschlager, 1982; Starkel, 1983, 1985).

Средняя Ока. Большой интерес представляет серия погребённых почв на левом берегу Оки у Старой Рязани (разрезы Климены и Никитино).

Степень проявления и характер процессов почвообразования во многом определялись скоростью накопления аллювия (см. табл. 6).

Комплексные почвенно-археолого-геоморфологические исследования позволили выделить в пойме Средней Оки четыре основные разновозрастные почвы (Александровский и др., 1987) (разрез Климены, рис. 28).

Строение пойменной толщи в разрезе Никитино следующее (римскими цифрами обозначены гумусовые горизонты основных погребённых почв поймы Оки; верхняя часть профиля второй и четвертой почвы раздвоена (горизонты II′A1(EL) и II′′A1(EL); IV′A1 и IV′′A1):

(A1) 0–17 (22) см. Современная слаборазвитая почва;

C 17–86 см. Слабогумусированный слоистый аллювий.

IA1 86–113 см. Тёмно-серый суглинок, комковатый, слабоуплотнённый; переход постепенный;

B 113–136 см. Серо-бурый суглинок.

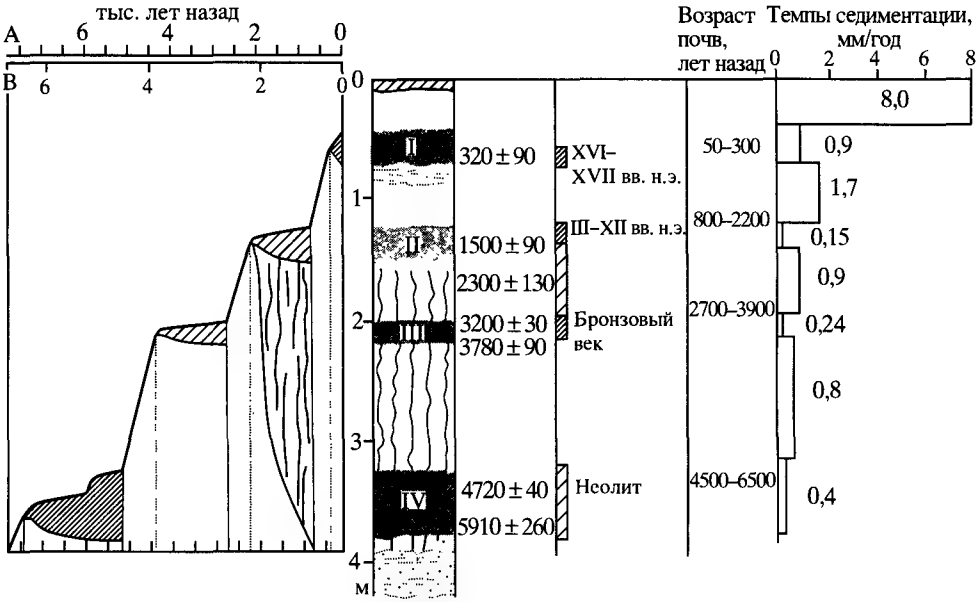


Рис. 28. Строение поймы Оки (сводный разрез Климены-Никитино) и схема формирования почв и отложений во времени:

A – календарная шкала; B – шкала ^{14}C-времени; I – дерновая пойменная почва; II – серая лесная почва; III и IV – лугово-черноземные почвы

II′A1(EL) 136–143 см. Серый суглинок, комковатый, слабоуплотнённый с белесой присыпкой.

ELB 143–165 см. Серо-бурый мелкоореховатый суглинок.

II′′A1(EL) 165–180(190) см. Серый суглинок, комковатый, уплотнённый с белесой присыпкой.

B1t 180(190)–225(230) см. Серовато-бурый суглинок, ореховатый.

B2t 225(230)–255 см. Тот же суглинок ореховато-призматичный.

IIIA1 255–280 см. Тёмно-серо-бурый суглинок, ореховатый (диагенетическое переоструктуривание), уплотнённый; обломки древесного угля.

Bg 280–370см. Серовато-бурый суглинок.

IV′A1 370–410 см. Серо-бурый суглинок, уплотнённый.

IV′′A1 410–470 см. Тёмно-серо-бурый суглинок, плотный, ореховатый (структура вторичная).

Bg 470–530 см. Пятнистый опесчаненный суглинок.

Нижняя почва в разрезе Климены залегает на глубине 3,5 м, в разрезе Никитино – 4,5 м. Она сдвоенная, наиболее мощная и развитая, сильно гумусированная, может быть отнесена к чернозёмовидным или лугово-чернозёмным. В ней обнаружены кремни и обломки керамики эпохи неолита. Вышележащая почва тоже лугово-чернозёмная, но менее развитая, содержит предметы эпохи бронзы. Вторая сверху почва – серая лесная, в разрезе Никитино её верхний гумусовый горизонт раздвоен; формировалась при резком преобладании нормальной модели развития относительно седиментационной; чернозёмовидные почвы – в условиях преобладания нормальной модели развития. В верхней части профиля II-почвы в резуль-

Таблица 22

Гранулометрический состав и содержание гумуса в почвах поймы

Горизонт, глубина, см	Мощность, см	Песок крупный и средний 1–0,25 мм, %	Песок мелкий 0,25–0,05 мм, %	Крупная пыль 0,05–0,01 мм, %	Средняя пыль 0,01–0,005 мм, %	Тонкая пыль 0,005–0,001 мм, %	Ил < 0,001 мм, %	Гумус по Тюрину, %
Ижевское. Серая лесная почва на буром суглинке. Древняя пойма р. Оки. Разрез 152ф-88								
A1 0-13	13	0,6	4,2	52,4	10,4	11,8	20,5	3,8
E 13-27	14	0,4	0,7	49,7	11,6	13,3	24,2	1,6
EB 27-42	15	0,3	2,0	46,9	8,8	10,3	31,6	1,4
B1th 42-55	13	0,3	2,4	38,6	10,9	10,5	37,3	1,3
B1th 55-67	12	0,3	0,1	39,7	8,7	10,6	40,7	1,0
B2t 67-85	18	0,2	3,3	40,0	8,3	11,9	36,2	0,9
B2t 85-105	20	0,2	0,1	43,4	9,3	9,4	37,7	0,5
BC 105-130	25	0,3	0,1	42,7	9,0	12,0	36,0	0,6
C 130-150	20	0,7	6,3	32,9	8,4	12,4	39,2	0,5
Там же, чернозём под курганом бронзового века. Разрез 151п								
A1 0–24	24	0,3	2,1	48,2	9,0	12,5	27,9	1,6
AB 24–60	36	0,2	3,3	39,0	11,1	11,2	35,2	1,3
B1 60–90	30	0,2	0,6	44,7	7,7	13,7	33,1	0,8
Bca 90–140	50	0,5	6,0	32,0	10,7	14,4	36,4	0,5
Москва-река, три погребённые дерновые почвы. Разрез ММДМ								
I A1 100–125	25	1,4	38,9	37,9	5,4	5,5	10,9	1,10
AB 125–160	35	3,0	58,4	23,7	2,9	3,6	8,4	0,74
KC* 175–225	50	11,7	40,8	27,3	4,2	5,8	10,1	1,01
(A1') 315–340	25	0,0	0,14	39,6	13,4	14,6	32,2	0,74
II A1 340–370	30	1,2	10,9	36,7	12,0	14,4	25,0	0,98
B 370–395	25	1,1	17,6	40,0	6,7	11,7	22,9	0,55
III A1 395–405	10	3,4	11,8	38,0	8,0	14,8	24,0	0,96
C 405–435	30	11,5	14,1	39,9	6,5	6,4	21,5	0,29

* КС – культурный слой.

тате развития элювиального процесса, что характерно для лесного педогенеза, содержание ила понижено, а не увеличено, как у чернозёмных и луговых. Профиль этой почвы намного мощнее, чем у чернозёмных. Основную его часть, около 2 м, составляют горизонты Bt, типичные для лесных текстурно-дифференцированных почв, имеющие ореховато-призматичную структуру, глинистые и гумусо-глинистые натеки. Почвы сильно дифференцированы по содержанию фракции ила на горизонты EL и Bt, что существенно отличает их от среднеголоценовых чернозёмных почв поймы (табл. 22).

В результате процессов переоструктуривания и слитизации произошли существенные изменения профиля двух нижних лугово-черноземных почв, р. Оки, которые попали в пределы действия иллювиальных процессов. Однако проработка эта не сплошная, как в пределах гумусовых или элювиальных горизонтов, а локализованная в трещинах и слабая в межтрещинной массе

(некоторое уплотнение). Поэтому профили данных почв изменены этими диагенетическими, по отношению к ним, процессами относительно слабо.

Результаты определения радиоуглеродного возраста гуминовых кислот погребённых почв из разреза Никитино:

Почва	Гор-т, глубина		Лаб. индекс	^{14}C-возраст
II′ серая лесная	A1	136–143	ИГАН-1212	1500±90 л.н.
II′′ серая лесная	A1El	165–186	ИГАН-1211	2280±110 л.н.
III луговая	A1	260–280	ИГАН-1210	3780±90 л.н.
IV′ луговая	A1	420–430	ИГАН-1209	4880±120 л.н.

По верхней дерновой почве из Климентов получена дата 320 ± 90 л.н. Верхний слой аллювия 0–136 см образовался в антропогенную стадию развития поймы, когда интенсивное поступление аллювия в долину преимущественно с пахотных полей привело к погребению хорошо развитых почв поймы, здесь серых лесных.

Почвы разреза Клименты приурочены к многослойному Климентовскому поселению. Возраст II и III почв, определённый по данным археологии и радиоуглеродного датирования, в этом разрезе оказался несколько меньшим, чем в разрезе Никитино.

Согласно датам почв разреза Клименты, а также результатам оценки степени и длительности развития профиля почв интервалы времени их формирования следующие: 0–300, 800–1800, 2500–3200 и 4500–6000 л.н. Учитывая также мощность слоев аллювия и длительность их формирования, определены скорости накопления аллювия (см. рис. 28).

Москва-река. В обнажениях поймы реки и притоков часто видны серии до трех хорошо развитых почв, нижние из которых иногда залегают у самого уреза. Вместе с дополнительными почвами их число достигает семи. Встречаются дерновые слоистые, дерновые и луговые пойменные почвы с профилем A–C. Имеются хорошо развитые палеопочвы с мощным гумусовым горизонтом и крупными ходами животных, которые можно отнести к лугово-чернозёмным или чернозёмовидным. В условиях повышенного увлажнения, на удалении от русла, формируются глеезёмы. Нередки в пойме дерново-подзолистые палеопочвы, сходные с почвами междуречий.

Рассмотрим результаты изучения основных разрезов поймы (рис. 29).

В разрезе *Курьяново* в пойме высотой 4,5 м выделяются три почвы. Верхняя почва I с мощным, но неполноразвитым текстурно-дифференцированным профилем формировалась в течение последних 500–700 лет. Почва II, погребенная на глубине 1,3 м, хорошо развитая дерновая с темногумусовым горизонтом A1 без признаков оглеения. Признаков элювиального горизонта не обнаружено. По гуминовым кислотам из почвы II получена серия ^{14}C дат (снизу вверх): 2850 ± 70, 2500 ± 50, 2000 ± 50 л.н. (ИГАН-2083, 2084, 2075) (Alexandrovskiy et al., 2004). Дата по древесному углю с поверхности этой почвы показала, что её погребение произошло около 900 ± 100 л.н. (ГИН-9886). Следовательно, почва II формировалась в интервале >3000–900 л.н. Почва III, погребённая под аллювием с датой 5305 ± 90 л.н. (Ki-10522), менее развита и может быть классифицирована как дерновая. На неё, как и на почву II, наложена ореховато-призматичная структура, связанная с почвой I.

В разрезе *Терехово-7* погребённая почва II (2430 ± 180, ИГАН-2549, следовательно, она синхронна почве II разреза Курьяново), залегающая под

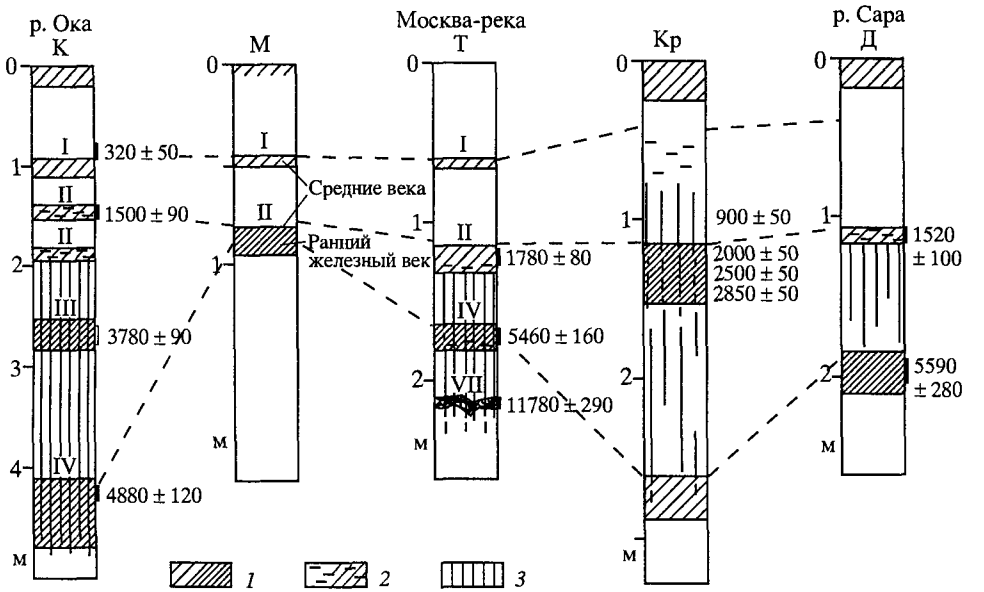


Рис. 29. Стратиграфия пойменных разрезов:

К – Клименты; М – Мякинино; Т – Тушино; Кр – Курьяново; Д – Деболовское; *1* – гумусовые горизонты почв; *2* – элювиальные горизонты; *3* – иллювиальные горизонты

слоистым аллювием 1.6 м, является хорошо развитой дерново-подзолистой (Luvisol по WRB). На глубине 3 м залегает почва III – луговая пойменная. Ее возраст 6360 ± 100 л.н. (ИГАН-2088) (Alexandrovskiy et al., 2004). В разрезах Терехово-6, 8, 9 отмечено до шести слаборазвитых почв.

В разрезе *Тушино* пойма небольшой высоты, но наиболее древняя из исследованных. Выделяются три основные погребённые почвы: нижняя IV (глубина 205–210 см) – криозём с клиновидными нарушениями, возраст 11780 ± 290 (ИГАН-2319) – 11260 ± 300 л.н. (Ki-10526); выше располагаются две дерново-подзолистые: почва III (165 см), возраст 5460 ± 160 л.н. (ИГАН-2320) и почва II (115 см), возраст 1780 ± 80 л.н. (ИГАН-2321). Ещё выше находится слаборазвитая почва I. Длительность формирования почв II и III (дерново-подзолистых) – 3000–4000 лет. За такие большие промежутки времени образовались мощные и хорошо развитые горизонты EL-Bt. Нижняя почва (криозём) залегает в пределах горизонта Bt дерново-подзолистых почв.

В разрезе *Мякинино* вскрываются погребённые почвы, сформированные на поверхности грив и старичных понижений. Пойма здесь сложена песками, но старицы заполнены суглинками. На одной из грив обнаружены две погребённые почвы: I – слаборазвитая на глубине 40 см и II – хорошо развитая – 70–80 см. В нижней почве найдена керамика раннего железного века и средневековья, что позволяет синхронизировать её с почвой II разрезов Курьяново и Тушино, а в почве I – керамика XVI–XVII вв. Выше по течению, в пределах суглинистой линзы, выполняющей старичное понижение, почва II разделяется на четыре самостоятельные почвы. Они представлены хорошо развитыми гумусовыми горизонтами, лежащими на глубине до

3,3 м. С другой стороны (ниже по течению) к гриве причленяется погребённая терраса, поверхность которой маркируется почвой II (150–200 см; 1220 ± 70 л.н., Ki-10524). В ряде стариц у Мякинино обнаружена погребённая почва II с признаками горизонтов EL-Bt и псевдофибрами, характерными как для суглинистых, так и для песчаных подзолистых почв.

В разрезе *Братеево-4* над турбированной маломощной почвой (355 см) залегает почва раннего голоцена (240–265 см; 8760 ± 310 л.н. ИГАН-2550). Она имеет темноокрашенный гумусовый горизонт, местами крупные палеокротовины и может быть классифицирована как лугово-чернозёмная. Верхняя позднеголоценовая почва – песчаная с признаками оподзоливания. Синхронная ей почва в разрезе Братеево-3 – суглинистая дерново-подзолистая. Рядом (Братеево-5), в аллювии молодой поймы выявлены две слаборазвитые дерновые палеопочвы: 130–140 см и 205–215 см.

В качестве другого примера рассмотрим серию погребённых почв в пойме р. Сары, относящейся к бассейну Верхней Волги. Нижняя, темноцветная, залегающая на глубине 180–200 см, имеет дату 5590 ± 280 лет (МГУ-132) (Александровский, 1983). Вышележащая почва, погребённая под аллюводелювием (горизонт A1 залегает на глубине 95–100 см), является дерново-подзолистой (1420 ± 60; ИГАН-351). Следовательно, в позднем голоцене, как и в пойме р. Оки, здесь формируются лесные почвы, близкие по типу почвообразования к внепойменным.

Итак, для пойм характерны направленность и периодичность педогенеза, а также значительная пространственная неоднородность в развитии геоморфологических и почвенных процессов. Отметим, что понятия "почвы поймы" и "пойменные почвы" не одно и то же. Первое обозначает все почвы, имеющиеся в пойме, как специфичные для неё пойменные аллювиальные, так и типичные для междуречных пространств (подзолистые, чернозёмные); второе – только специфичные пойменные почвы, образовавшиеся в условиях седиментации (кумулятивные почвы).

Хронология. При изучении возраста погребенных почв поймы большой интерес представляют следующие вопросы: 1) имеются ли строго определенные периоды формирования почв и седиментации, или почвы на разных участках поймы в основном асинхронны, 2) как соотносится длительность периодов почвообразования и седиментации?

Радиоуглеродные и археологические исследования опорного разреза Климены и ряда других на Средней Оке позволили получить первую детальную хронологическую схему поймы, включающую четыре основных почвы (I–IV) и соответствующие им четыре периода почвообразования: п1 – 0(100)–300; п2 (может быть названа Климентовской) – 800–2300; п3 – cal 2800–4500; п4 – cal 5100–6800 л.н. (Александровский, 1984, 2004). Сходные периоды педогенеза в поймах, балках, других аккумулятивных ландшафтах, охватывающие весь голоцен (п1–п6), выявлены в бассейне р. Сейм и других районах Русской равнины (Sycheva, 2000; Сычёва, 2003).

В пойме Москвы-реки обнаружена еще более древняя почва п7 (аллередская, 11780 ± 290 л.н.). Почва раннего голоцена п6 обнаружена в разрезах Братеево-3 и Братеево-4 (8760 ± 310 л.н.). Почвы с датами 6300 и 5460 л.н. могут быть сопоставлены с п4 опорного разреза Климены на р. Оке. Однако почве п3 Климентов с датой cal 4200 л.н. в пойме Москвы-реки самостоятельного аналога пока не найдено. Здесь обычно встречают-

ся сдвоенные и строенные почвы. Так, в разрезе Химка-1 выделяются четыре почвы (интервалы даны ориентировочно): слаборазвитая п1 и хорошо развитые п2–3* (cal 1000–4500 л.н.), п4–6 (cal 5100–11000 л.н.), п7 (cal 13000–14000 л.н.).

Таким образом, в пойме кроме асинхронных почв, погребённых из-за миграций русла, часто встречаются почвы с чёткой хронологической выдержанностью. В большей степени ясна хронология событий последних 2–3-х тысячелетий. В субатлантический период голоцена, по-видимому, на протяжении длительного интервала (ориентировочно 800–2500(4000) л.н.), уровень реки был низким, пойма почти не заливалась. В этот период сформировалась почва п2 (п2–3), которую мы проследили в разрезах Климены на р. Оке, Мякинино, Терехово, Курьяново и Братеево-3 на Москве-реке. Во многих случаях эта почва имеет лесное происхождение. Широкое распространение почвы в поймах многих рек Русской равнины (Alexandrovskiy et al., 2000; Сычёва, 2003) указывает на то, что ее формирование не связано с локальными миграциями русла реки, а обусловлено сменами высоты паводков.

Длительность интервалов почвообразования установлена по ^{14}C и археологическим датам. Наиболее точно интервалы определены для почв разреза Климены, а также для почвы п2–3 разреза Курьяново (900–4000 л.н.). Согласно этим данным длительность периодов почвообразования значительно больше, по сравнению с периодами накопления аллювия. Кроме того, слои аллювия, разделяющие почвы, часто имеют слоистость, сходную с таковой современного аллювия, накапливающегося с высокой скоростью. При низкой скорости седиментации аллювий под действием почвообразования превращается в кумулятивную почву, почти не отличающуюся от собственно погребённых почв. Значит, аллювий накапливался быстро с большими паузами.

В XII–XV вв н.э., местами раньше, уровень паводков возрос, на почве п2 начал интенсивно накапливаться аллювий. В то время (около XV в.) существовало средневековое поселение Мякинино-2. Шлейф находок с этого поселения отложился в аллювии. Примерно в конце XVI – начале XVII вв. уровень паводков снова понижается. На пойме у Мякинино недолго, около 100 лет, формируется п1. Затем опять начинается период высоких паводков и, по-видимому, наиболее интенсивное поступление аллювия на пойму. Рельеф поймы выполаживается. Выделяется почва п1 из разреза Курьяново, которая развивалась под лесной растительностью, причем дольше, около 500 лет, в результате чего образовался профиль с горизонтом Bt.

Итак, в периоды седиментации, относительно короткие, эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейне реки резко усиливались, аллювий начинал поступать на поверхность почв, до этого нередко долго существовавших в режиме надпойменной террасы. Во всех разрезах выделяется период седиментации 800–300 л.н., часто – период около 4500 л.н., большое значение имели периоды 10500 и 8000 л.н., но пока участков поймы с такими древними слоями обнаружено мало. Слабее выражены периоды седиментации около 2500–3000 и 6500 л.н.

По нашим данным, периоды седиментации совпадают с резкими похолоданиями климата в голоцене, что объясняется рядом причин. В эти периоды

* Значком п2-3, п4-6 обозначены объединённые периоды почвообразования и соответствующие им почвы.

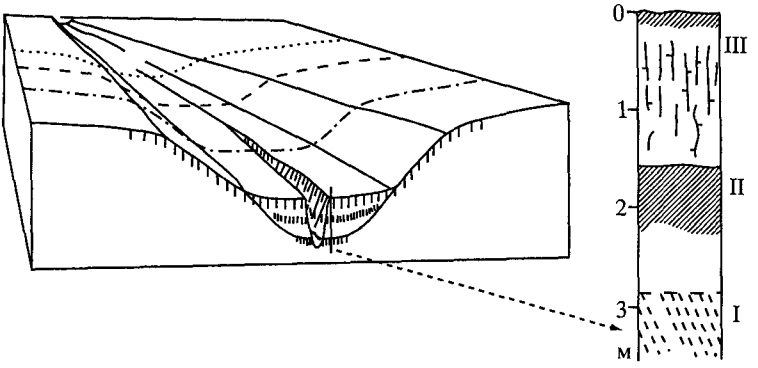


Рис. 30. Снижение гидроморфности педогенеза в долине как результат седиментации и врезания русла, а также увеличения дренированности почв:
I – глеезём; II – лугово-черноземная почва; III – текстурно-дифференцированная почва

снижалась испаряемость, увеличивались длительность холодного сезона года и объем накопленных зимних осадков, становился более высоким уровень весенних паводков. В период снеготаяния сказывалось также глубокое промерзание почв, которое препятствовало внутрипочвенному стоку талых вод и делало сток преимущественно поверхностным. Это вызывало усиление эрозии на склонах, увеличение объемов смытого мелкозёма, выносимого в реки, следствием чего было значительно более активное поступление аллювия на поверхность поймы в паводки.

Основные направления развития почв в пойме. Известны различные тренды эволюции пойменного педогенеза: в сторону нормальных зональных почв, в сторону заболачивания и другие (Добровольский, 1960, 1968).

Причина разной направленности эволюции пойменных почв – большое разнообразие процессов развития рельефа, а также изменения гидрологического режима реки, во многом связанные с изменениями климата. В результате врезания русла и осадконакопления постепенно увеличивается высота поймы, ослабевает ее заливаемость и интенсивность седиментации, усиливается дренированность почв. Ландшафты и почвы поймы изменяются в сторону нормальных автономных. Так, часто наблюдается смена почв от оглеенных и кумулятивных нижней части разреза к автономным (подзолистым, черноземным) в верхней его части (рис. 30). Процессы блуждания реки по пойме приводят не только к развитию боковой эрозии. С приближением русла растет дренированность, увеличивается скорость накопления аллювия и образуются кумулятивные почвы. Наоборот, с удалением русла развивается заболачивание.

Наряду с такими локальными, геоморфологически обусловленными изменениями, анализ серий погребённых почв выявляет общие тенденции в изменении педогенеза, связанные с изменениями природной среды в голоцене. Во многих случаях при исследовании серий погребённых почв Русской равнины видна постепенная смена почв от чернозёмно-луговых и даже чернозёмных неоглеенных раннего и среднего голоцена к подзолистым и серым лесным позднего голоцена (Воропай, Куница, 1972; Сычева, Узянов, 1987; Alexandrovskiy, 2000). Это соответствует основной направленности эволюции почв междуречных пространств.

Почвы поймы, формирующиеся под травянистой растительностью, дер-

новые, луговые, обычно представлены горизонтом А1, под которым лежат маломощные горизонты ВС и С, иногда с явлениями оглеения и часто с хорошо сохранившейся аллювиальной слоистостью. Поэтому профиль таких почв, даже хорошо развитых, маломощный. Почвы лесного генезиса – дерново-подзолистые, серые лесные, развивающиеся на суглинистом аллювии, даже неполноразвитые, имеют мощный профиль. Под их горизонтами А1EL располагаются мощные горизонты Bt, где аллювиальная слоистость стирается. Процессы иллювиирования, переоструктуривания, проникают на большую глубину и значительно трансформируют, а иногда и полностью стирают сформировавшиеся ранее почвы.

Скорость почвообразовательных процессов. Скорость аккумуляции аллювия является важным фактором пойменного педогенеза (Holliday, 1992). Скорость процессов определялась на примере исторически и археологически датированных молодых почв и седиментов, а также датированных по ^{14}C хорошо развитых палеопочв пойм Москвы-реки и Оки (Александровский, 1984, 2004). Исследования показали, что типичные пойменные аллювиальные почвы (дерновые слоистые) развиваются при умеренных скоростях осадконакопления – ~5 см за 100 лет (см. табл. 6). При скорости 10–25 см/100 лет почвообразование не успевает прорабатывать поступающие наносы, формируется аллювий поймы со слабовыраженными признаками педогенеза. Следовательно, минимально возможная скорость накопления аллювия составляет 10 см/100 лет (при более низкой скорости седиментации аллювий успел бы превратиться в кумулятивную почву). Исходя из этого, максимальная длительность накопления слоя аллювия мощностью, например, 50 см не может быть более 500 лет. Наличие слоистого аллювия, скорость накопления которого выше 25 см/100 лет, означает, что интервалы времени седиментации были еще короче (слой 50 см накапливается менее 200 лет). Таким образом, периоды педогенеза в пойме были продолжительнее, чем интервалы седиментации.

Расчёты и датирование почв показали, что при скорости седиментации не более 1 см/100 лет образуются почвы, близкие водораздельным (Александровский, 1992, 2004). На пойме р. Оки это серые и темно-серые лесные почвы, на Верхней Волге – дерново-подзолистые, в бассейне Верхнего Дона – чернозёмовидные и темно-серые лесные, на пойме р. Калауса – каштановые солонцеватые и солонцы. При скорости 10–25 см/100 лет и выше почвообразование не успевает прорабатывать накапливающиеся наносы, формируется аллювий поймы со слабовыраженными признаками педогенеза. Итак, для формирования в пойме почв разного типа необходимы не только определенное характерное время, но и определённые достаточно узкие интервалы скоростей седиментации или характерные скорости (см. табл. 6). На основании этих данных также возможно решение обратной задачи: по типу почвы можно определять её возраст, наличие и скорость седиментации.

Почвы в поймах рек центра Русской равнины проходят следующие стадии развития: 1) первичная почва – обычно представлена слаборазвитым горизонтом А1 (дерновая слоистая), характерное время стадии 100–200 лет; 2) типичная пойменная почва (дерновая, луговая) – в условиях отсутствия седиментации в разных природных зонах стадия длится не более 500–1000 лет. В случае продолжительной медленной седиментации 1–10 см/100 лет может формироваться мощная кумулятивная почва; 3) зональная почва (дерново-

подзолистая и др.), для ее появления необходимы скорость седиментации менее 1 см/100 лет и длительность развития более 1000 лет. В отдельных случаях возможно развитие зональных почв в пойме быстрее (за 500 лет) и при более высоких скоростях седиментации (до 5 см/100 лет).

Поэтому широкое распространение под лесами в пойме "нелесных" почв, обозначаемых как дерновые и луговые, объясняется молодостью участков пойм или краткостью периодов лесного педогенеза. Наоборот, текстурно-дифференцированные почвы часто встречаются в пойме под антропогенными лугами. Однако образовались эти почвы не под лугом, а под ранее существовавшим здесь лесом. Наличие на молодых участках поймы дерновых и луговых почв под лесом показывает, что и почвы, и почвенный покров участков часто не являются зеркалом ландшафта. Они успевают отразить биоклиматические условия лишь на древних участках поймы. Такое запаздывание в отражении среды характерно и для непойменных почв. Так, на молодых поверхностях в балках, на курганах и валах, под лесом сначала тоже формируются дерновые почвы, потом они превращаются в зональные, отражающие среду. Если в поймах такое запаздывание – норма, то в междуречьях – редкость, почвы здесь в основном зрелые.

Этапы эволюции почв поймы. Основываясь на результатах наших исследований пойм Москвы-реки и Оки, а также на литературных данных, эволюцию пойменного педогенеза можно представить в следующем виде.

Этап врезания рек и формирования мегаизлучин позднеледникового времени характеризовался максимально высоким стоком, вероятно, в иных условиях климата (Панин, 2001; Sycheva, 2000). Наиболее древняя почва в пойме п7 аллередская, cal 14000–11500 л.н. (Тушино) с признаками мерзлотных деформаций, предположительно позднедриасового времени. В раннем голоцене в условиях пониженной увлажненности климата в пойме формируются черноземовидные почвы (пб, Братеево). Резкое похолодание и увлажнение климата в конце раннего голоцена, около cal 9000 л.н. вызвало погребение данных почв и в других районах (Сычева, Гласко, 2003).

В атлантический период среднего голоцена формируются почвы п5 и п4. Увлажненность климата понижена, в пойме р. Оки почвы черноземные, в пойме Москва-реки – луговые (лугово-черноземные) и первые дерново-подзолистые. В период похолодания (около cal 7300 л.н.) местами, особенно в южных районах, накапливается аллювий, разделяющий эти почвы, но в большинстве случаев имеется единая п4-5. Значительно более интенсивные процессы седиментации и погребения почв проходили в период похолодания начала суббореального периода (cal 5500–4800 л.н.).

В суббореальный период формируется п3 (cal 4800–2800 л.н.). В пойме р. Оки она является лугово-черноземной. Увлажненность климата понижена. На переходе к SA-периоду местами налицо активизация флювиальных процессов и погребение почв, но в бассейне Москвы-реки их следы редки.

В субатлантический период формируется широко распространенная п2 (Климентовская, cal 2300–900 л.н.) преимущественно лесного генезиса в пойме большинства рек. В бассейне Москва-реки она почти всегда объединена с п3. Есть древние участки поймы, на которых в течение 9000 или 11500 лет почвы формировались без привноса аллювия (Ока, верховья Дона). Здесь встречены текстурно-дифференцированные почвы со вторым гумусовым горизонтом, сходные с таковыми междуречных пространств. Сна-

чала они формировались под луговой и лугово-степной растительностью (этапы п6–4, стадия луговой или лугово-черноземной почвы), затем под лесом (п3–2, стадия серой лесной почвы).

В целом пойменный педогенез в голоцене постепенно или со значительными колебаниями развивался в сторону автономного (распространение дерново-подзолистых почв в бассейне Москва-реки, Верхней и Средней Волги, серых лесных почв на Средней Оке, темно-серых и черноземов на Верхнем Дону). Это связано с постепенным заполнением днища долин аллювием, увеличением высоты поймы, замедлением привноса мелкозема, эволюцией растительного покрова в бассейне реки и на пойме.

В течение рассматриваемого этапа (2300–900 л.н.) пойма на значительных участках превратилась в надпойменную террасу. Почвенный покров на ней (и на р. Оке, и на Москва-реке) был сложным. Большие площади занимали дерново-подзолистые и дерново-подзолистые глеевые почвы. В понижениях (межгривных и др.) их сменяли луговые, дерново-глеевые и болотные, иногда с горизонтами крупных железистых конкреций. На отдельных участках, например в районе Дьякова городища, были распространены хорошо развитые дерновые почвы. В данном случае это результат длительного воздействия человека.

Последние 1000 лет характеризовались интенсивным развитием процессов седиментации. Хорошо развитые почвы предыдущего этапа развития поймы местами сохранились, но в основном были погребены под слоистым песчано-супесчаным аллювием. Процесс "автономизации" педогенеза, протекавший в пойме в предыдущие тысячелетия, сменился противоположным: расширением площадей кумулятивных пойменных (луговых, дерновых, слаборазвитых) почв. Поверхность поймы стала более плоской, почвенный покров – более простым. Сведение в пойме лесов привело к формированию антропогенных пойменных лугов. В итоге, завершился "надпойменный" террасовый этап развития пойм и возобновился пойменный режим их функционирования.

Причинами смены почв и ландшафтов поймы этого этапа были, с одной стороны, изменения климата в сторону его похолодания и увлажнения ("малый ледниковый период"). С другой стороны, большую, если не решающую, роль сыграли воздействия человека. Сведение лесов и распашка междуречных пространств в бассейне многих рек привели к ускорению паводков, повышению их уровня и увеличению величины эрозии и твердого стока. Большая роль антропогенного фактора подтверждается и тем, что объемы аллювия, современного этапа развития поймы, значительно превышают таковые предыдущих этапов седиментогенеза, являющихся практически чисто климатогенными. Хотя и в те этапы смена автономного педогенеза на аллювиальный несомненно имела место.

БАЛОЧНЫЕ ПОЧВЫ

В балках центра Русской равнины обнаружены многослойные почвы, погребенные в периоды резкой активизации эрозии (рис. 31а, б). В днище балки Журишки на Куликовом поле (верховья р. Дон) выделяются три основные погребённые почвы, датированные по гуминовым кислотам горизонтов А1:

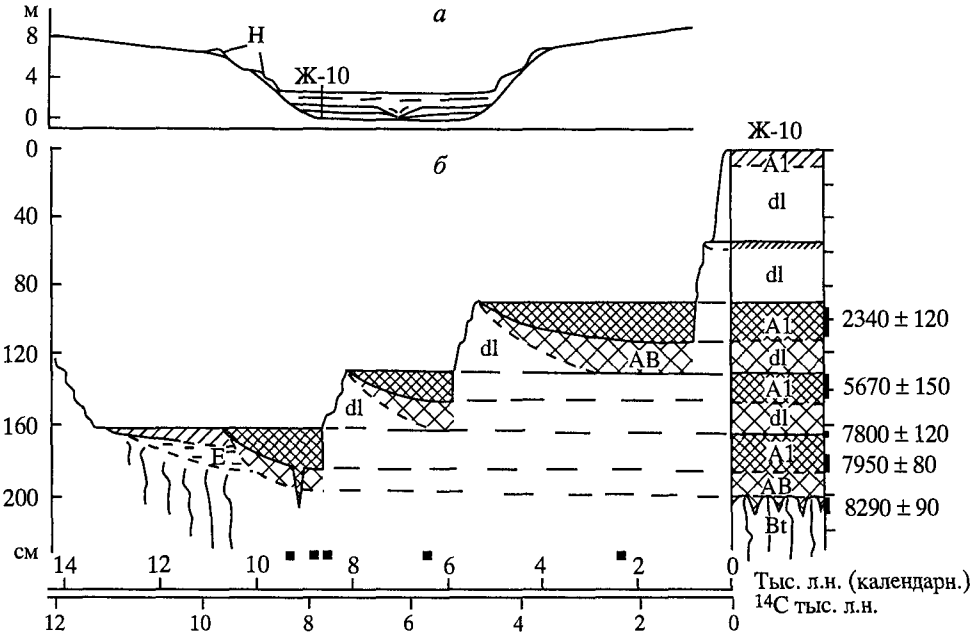


Рис. 31. Балка Журишки:

а – условия залегания погребённых почв в верховьях балки: Н – напашные ступени; *б* – формирование толщи балочных отложений и почв во времени (разрез Ж-10, dl – слои балочного делювия; ■ – положение радиоуглеродных дат на шкале времени)

II – лугово-лесная почва, 90–110 см, 2330 ± 120 лет (ИГАН-1508);

III – лугово-лесная 130–145 см – 5670 ± 150 лет (ИГАН-1502);

IV – темно-серая лесная почва, 163–183 см – 7220 ± 120 лет (ИГАН-1509);

AB/Bt, 190–200 см – 8290 ± 90 (Ki – 10082). 0–1, 4–5, 7 т.л.н., что сходно с этапами седиментации в пойме. В отличие от современной агрогенной, древняя эрозия связана, очевидно, с периодами резкого иссушения климата и деградации растительности. Как показали исследования в Курской области, развитию эрозии и погребению почв в балках способствовали лесные пожары (Сычева и др., 1992).

Сходные процессы, видимо, происходили при заполнении реликтовых мерзлотных понижений микрорельефа. На Средней Десне (Брянская обл.) в палеомерзлотной западине выявлены три почвы: 2770 ± 120; 5930 ± 130 и 9100 ± 160 лет (Величко, Морозова, 1986).

Резкие кратковременные колебания климата, и отсюда смены растительности и вспышки эрозии, выявленные на обширных пространствах центра Русской равнины, проявились лишь в профиле почв понижений рельефа, в поймах, балках и др. Выделяются периоды активизации процессов аллювообразования в поймах центра Русской равнины: 5–4, 3, 1–0 т.л.н. (Alexandrovskiy et al., 2000). Сходные периоды (6, 5–4, 3, 1–0 т.л.н.) выявлены в Посеймье (Сычева и др., 1992), а также в Северной Америке (6, 5–4, 3,5, 1–0 т.л.н., данные Mandel, 1992). Они свидетельствуют об этапах эрозионного смыва почв соседних повышений рельефа. Однако в профиле самих почв повышений эти процессы не отразились. Их следы стерты из-за отсутствия накопления здесь почвенного материала.

Кроме относительно кратковременных изменений для пойменного педогенеза характерен тренд, направленный в течение среднего и позднего голоцена от аллювиальных почв к автономным, сходным с зональными. Антропогенная перестройка геосистем в последнем тысячелетии привела к изменению гидрологического режима рек, возвращению аллювообразования и аллювиальных, нередко слаборазвитых слоистых почв.

В балках автономное почвообразование появляется одновременно с аллювиальным в раннем голоцене. Для балочного педогенеза, также как для пойменного, характерна антропогенная интенсификация осадконакопления последних веков и смена хорошо развитых почв (ныне погребенных) на слаборазвитые слоистые аллювиальные.

ГЛАВА 5

АНТРОПОГЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ

Рассмотренные в данной главе явления антропогенной эволюции почв и ландшафтов исторического и современного этапов представляют собой часть общего процесса эволюции антропосферы[5].

Деятельность человека развивалась с возрастанием его способности выделять себя из внешнего мира, целенаправленно управлять предметами и собственным поведением. Археологически это представлено сменой технологий и способов жизнедеятельности (Назаретян, 2001). Со времени появления человека прошли миллионы лет, но только в голоцене его воздействия на ландшафты и почвы стали достаточно заметными.

Антропогенные воздействия и связанные с ними изменения почв по территории суши земли распределяются неравномерно. И в настоящее время, и в прошлом имелись плотно освоенные территории и обширные пространства с практически неизменёнными почвами, например в регионах севера. Важнейшим фактором изменения почв является земледелие. Сегодня обрабатываемые земли занимают около 11% территории суши (Розов и др., 1978) и составляют более половины площади сельскохозяйственных земель России. Особо следует отметить почвы городов. Они изменены в максимальной степени и занятая ими площадь (в конце XX в. – более 1% суши) постоянно увеличивается. Можно выделить ряд почв по степени антропогенной изменённости: неизменённые, почвы вырубок, пастбищ, пахотные, придорожные, почвы древних поселений, сельских поселений, промышленных территорий и городов. Антропогенные процессы в почвах этого ряда обусловлены характером и длительностью воздействия, а также условиями географической среды.

Наряду с подобными пространственными различиями географической среды и почв, можно выделить временные этапы их изменений, связанные с развитием человеческого общества и характеризующиеся разной степенью освоения среды и антропогенного изменения почв: 1) период слабых воздействий на крайне ограниченных территориях – палеолит, мезолит; 2) период заметных, но ограниченно распространённых воздействий и трансформаций, начавшийся в эпоху неолитической революции; 3) современный период, охватывающий несколько последних веков, с резко возросшей интенсивностью и глубиной воздействий, а также максимальной площадью трансформированных ландшафтов и почв. Хронологические границы периодов условны. Первый из них отличается настолько слабыми воздействиями, что может быть отнесен к этапу природной естественной эволюции. Последующие два: а) этап исторической антропогенной эволюции и б) современный этап антропо-техногенной эволюции почв (Александровский, 1998б).

---

[5] Понятие "антропосфера" предложено Д.Н. Анучиным (Преображенский, 1982).

ИСТОРИЧЕСКАЯ АНТРОПОГЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ

Современному этапу эволюции почв (Козловский, 1991) предшествовал длительный этап исторической антропогенной их эволюции, на котором воздействия человека были локальными или очаговыми, в основном косвенными и проявлявшимися через изменения биоты, а также через изменения рельефа и гидрологических условий.

Историческая антропогенная эволюция почв отличалась сложностью, чередованием периодов трансформации ландшафтов и почв под воздействием человека и периодов их восстановления. По сравнению с современными процессами трансформации почв, связанными с прямыми интенсивными воздействиями в условиях плотного освоения, древние преимущественно были косвенными. Однако, несмотря на относительную слабость, прерывистость и меньшую плотность (нередко, локальность) воздействий исторического этапа, его следы, вследствие большой длительности, во многом проявились в почвах достаточно ярко. Длительность исторического периода позволила отразиться в профиле почв и почвенном покрове процессам эволюции с большими характерными временами. Так, среди них выделяются явления деградации и проградации почв, по степени выраженности сопоставимые с таковыми, имеющими естественные причины (см. гл. 3). Главными причинами этих процессов, объединяемых в группу исторической антропогенной эволюции почв, были распашка, сведение лесов и замена их на вторичные луга, производственная активность и функционирование поселений.

Для исторической антропогенной эволюции почв свойственны природоподобные процессы, сходные с природными по своим проявлениям, но спровоцированные человеком. При подобном сходстве они могут отличаться от природных количественными параметрами (обычно они быстрее), и, отчасти, характером гидротермических и литолого-геохимических условий (Таргульян и др., 1986).

Антропогенные изменения почв в отдельных районах начались давно. Платон пишет об угрожающих размерах денудации, вызванной деятельностью человека и истощении почв Аттики и о. Эгины в V–IV вв. до н.э. (Тойнби, 2003). Процессы деградации почв Месопотамии ещё древнее.

Древние следы антропогенной эволюции приводит Ф. Дюшофур (1970). Он относит широко распространённые в Западной Европе явления трансформации бурых лесных почв в результате вырубок к разряду деградации почв. Почвы под старыми дубняками с примесью бука на охраняемых территориях близки на разных породах: известняках, плотных глинах и песках. Это бурые лесные почвы с муллевым гумусом. Горизонты А в них бескарбонатны и слабо кислы, но горизонты В, лежащие на глубине, различаются. На известняках горизонт В содержит карбонаты кальция (бурые кальциеморфные почвы по Дюшофуру); на плотных глинах он временами насыщается водой и характеризуется пятнами оглеения (бурая мраморизованная почва); на песках он обогащён железом и окрашен в рыжий цвет (бурозём). С активизацией человеческой деятельности, относящейся к бронзовому веку и особенно ко времени античности, леса выжигались и использовались под пастбища. Почвы и растительность из-за этого и под воздействием антропогенной эрозии деградировали. В зависимости от материнской породы

антропогенно изменённые почвы представлены: на известняках – маломощными рендзинами под ксерофильным лугом; на глине – псевдоглеями (текстурно-дифференцированные поверхностно оглеенные почвы) под влажной пустошью; на песках – подзолами под сухими пустошами (Duchaufour, 1948).

С древними воздействиями человека следует связывать обширные ареалы проградированных (реградированных) почв Украины (см. Атлас почв Украины (1979) и прилагаемую к нему карту почв (1977)). Они совпадают с территориями, освоенными скифами-земледельцами.

Земледелие – важнейшая отрасль экономики, без изучения которой невозможно восстановление разных этапов истории развития общества и соответствующих им изменений природной среды. Как и многие другие факторы антропогенной трансформации почв, земледелие включает разнообразный спектр воздействий на почвы и имеет длительную и сложную историю, характеризующуюся сменами интенсивности и способов ведения земледельческого хозяйства. Особое значение земледельческих воздействий на почвы заключается в том, что они распространены на больших пространствах. В то же время они существенно изменяют морфологические, химические, физические свойства почв, а также почвенный покров. Поэтому понять современное состояние используемых в хозяйстве почв и представить их дальнейшую эволюцию без знания истории земледелия невозможно.

А.Л. Александровским и С.Н. Жариковым (1990) был собран и обобщен большой литературный и картографический материал и составлены карты длительности агрогенного воздействия на территории мира и отдельные районы Европейской части России. Анализ карт важен не только для выявления агрогенных закономерностей географии почв, но и для анализа природных закономерностей педогенеза, как актуалистических, так и эволюционных. Это обусловлено тем, что современное почвообразование накладывается не на чисто природный фон, а на фон, в разной степени измененный антропогенными процессами прошлого. В этом отношении Евразия должна существенно отличаться от Северной и Южной Америки и от Австралии, где земледелие до колонизации их европейцами было локальным или неразвитым вообще. На карте (рис. 32) основное внимание уделено земледельческому освоению.

Земледельческие воздействия подразделяются на прямые и косвенные. Прямые воздействия непосредственно изменяют почву и почвенный покров. Они вызывают турбацию верхних и, реже, глубоких горизонтов; а также образование плужной подошвы; стимулируют эрозию почв. Косвенные влияют на почвы через изменения других компонентов ландшафтов, например растительности. Так, луговые ценозы, существующие на месте перелога или вырубки в зоне лесостепи и на юге лесной зоны, усиливают дерновый процесс.

Кроме того, воздействия делятся по своей длительности во времени, что связано с применением различных систем земледелия. Они могут быть прерывистого (подсечно-огневое, переложое, залежное) и постоянного действия (монопольная и двух-трёхпольные системы, севооборот и т.д.).

Агрогенные воздействия в разной степени изменяют почву. При этом изменение почв зависит от технологии и интенсивности земледелия: обработка палкой-копалкой, мотыгой, лопатой, распашка сохой, распашка плу-

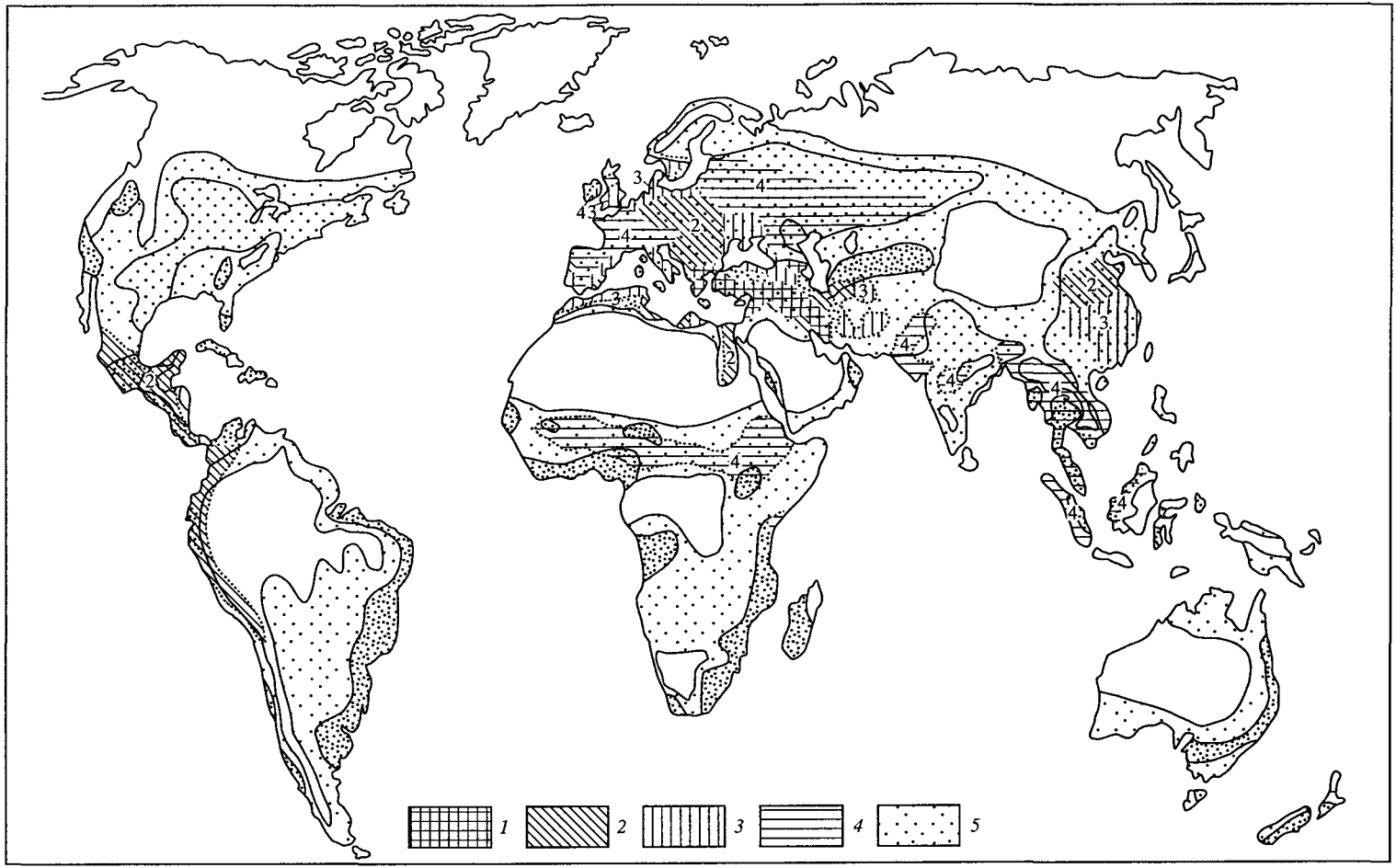


Рис. 32. Длительность земледельческого освоения мира:
1 – 10–8 т.л.; *2* – 8–6 т.л.; *3* – 6–4 т.л.; *4* – 4-2 т.л.; *5* – ареалы современного земледелия

гом (мелкая и глубокая), плантаж, конструирование почв и другие. По характеру измененённости выделяют: освоенные, окультуренные, культурные, преобразованные и антропогенные почвы (Добровольский, Урусевская, 1984). Освоенные почвы изменены слабо и мало отличаются от целинных; окультуренные и культурные сформированы при более высокой агротехнике; преобразованные существенно изменены вследствие мелиораций; антропогенные заново созданы человеком (например, рекультивированные, "рисовые" почвы). После прекращения воздействия почва или восстанавливается за определенное время и становится почти идентичной естественному аналогу или меняется необратимо. Изменение свойств может происходить как постепенно (многостадийно), так и скачком (одностадийно). По степени своего проявления изменения делятся на глубокие, затрагивающие большую часть профиля (глубокая вспашка, мелиорация) и мелкие, сконцентрированные в верхней части профиля (культивация, мотыжное земледелие), а по пространственной выраженности – на сплошные (площадные), локальные (точечные, очаговые) и линейные.

Можно выделить следующие типы горизонтов и изменённых почв, образованных в результате земледельческих воздействий:

1. Собственно пахотные горизонты (M, P, Ap, плантаж),
2. Старопахатные (остаточно-пахотные) горизонты, постепенно стирающиеся под лесом, лугом, а также старопахатные погребённые.
3. Почвы, созданные человеком – плагген и другие мульчированные почвы, огородные почвы с мощным горизонтом P и Ap.
4. Почвы земледельческих террас.
5. Почвы садов с глубоким локальным воздействием.
6. Почвы полей, с которых собраны валуны и почвы валунных куч.
7. Почвы на окружающих или разделяющих поля напашах и межах.
8. Комплекс почв оросительных систем и окружающих их дамб (агроирригационные почвы и наносы).
9. Почвы мелиорированных территорий.
10. Почвы, подверженные агрогенной эрозии: смытые и "сдутые"; намытые и навеянные (делювиальные и эллювиально-делювиальные наносы, эоловые валы у лесополос и др.).

В истории освоения многих регионов были значительные перерывы, связанные с изменениями географической среды, включая социальную составляющую. Территория в целом осваивалась неравномерно – отдельными пятнами (очагами) и неравномерно во времени – локально-пульсационный характер освоения или очагово-периодический на более высоком уровне. Социально-экономическая неоднородность общества на любом этапе развития объясняется разным уровнем развития производительных сил, следовательно, с неодинаковым воздействием на компоненты географической оболочки. Отсюда идёт метахронное развитие общества и изменений окружающей среды.

В пределах ареалов археологических культур встречаются скопления памятников, вокруг каждого из которых освоенность могла быть сплошной, но между ними располагались большие неосвоенные пространства. Обычно древние земледельцы расселялись по долинам рек, а междуречья осваивались позднее. При этом часто предпочтение отдавалось территориям с легко обрабатываемыми песчаными почвами.

Прерывистость и несплошной характер воздействий приводили к восстановлению плодородия и генетического профиля почв в периоды перерывов в деятельности человека. Поэтому в современном почвенном профиле отражены лишь воздействия последних этапов, отличающихся большой интенсивностью и глубиной воздействий.

Разделение культур на земледельческие и скотоводческие в известной степени условно. Так, древнеземледельческие культуры с момента своего возникновения включали и скотоводство, и элементы присваивающего хозяйства. Трипольцы на первых этапах развития их культуры занимались охотой, скотоводством и земледелием примерно в равной степени; затем – в основном земледелием и скотоводством и лишь на последнем развитом этапе – преимущественно земледелием. Хозяйство скотоводов степной зоны было более "чистым", но и оно не отошло от земледелия, т.к. без запасов фуража скотоводство становилось рискованным. Вот почему элементы земледелия возникают как в пределах самих скотоводческих культур, так и создаются условия для поселения земледельцев поблизости от районов кочевий. В Западной Европе в древние времена скотоводы и земледельцы нередко сосуществовали на одной территории, обмениваясь своей продукцией.

Этапы освоения почв Мира

До перехода человека к земледелию и скотоводству (производящее хозяйство) главными видами хозяйственной деятельности были охота, рыболовство и собирательство (присваивающее хозяйство). Некоторые племена занимались регулярным сезонным сбором зерен различных съедобных трав, плодов и кореньев, которые заготавливались впрок и хранились в постоянных хранилищах. Такие племена получили название "народы – собиратели урожаев" (Андрианов,1978). При таком способе хозяйствования численность населения была невелика, и одним из условий ведения хозяйства было сохранение природного ландшафта. Почвы в этом случае практически не испытывали антропогенного воздействия.

Первыми от охоты и рыболовства к скотоводству и от собирательства к земледелию в раннем неолите перешли племена, заселявшие области Передней и Малой Азии (Монгайт,1973; Крупеников, 1981; Всемирная история, 1996). С ними связывается *неолитическая революция*. Юго-Западноазиатский географический центр (Вавилов, 1932; Андрианов, 1978) – один из самых древних очагов производящего хозяйства, где первые следы земледелия обнаруживаются уже 12–10 т.л.н. (cal 12–9 тыс. лет до н.э.). Он охватывает (частично) Турцию, Ирак, Иран, Афганистан, Пакистан, Сирию. В долине р. Иордан и в соседних областях земледелие восходит к X тысячелетию до н.э. (Массон, 1976). Дальнейшее распространение земледелия носило ярко выраженный очаговый характер (Андрианов, Доскач, 1983).

Для всей области древнейшего земледелия характерна пестрота субтропических горных и равнинных ландшафтов, разнообразие экологических условий, наличие значительных очагов дикорастущих злаков. Земледелие возникло в зоне предгорий, где выпадает необходимое для примитивного земледелия количество дождей. Эти территории использовались под посевы богарного типа, поскольку хлебные злаки развивались почти в таких же условиях, как дикорастущие растения, употребляемые собирателями. Орудия на-

чальных этапов освоения представлены серпами и жатвенными ножами с кремневыми вкладышами. По-видимому, в то время земля ещё не распахивалась, а семена растений собирались и высевались на естественных угодьях типа лугов. Говорить о воздействии на почву еще рано. Такие посадки возможны и в поймах рек на свежеотложенном аллювии. Это позволяло не проводить какую-либо обработку почвы, а высевать семена прямо на нанос.

Таким образом, в период зарождения земледелия изменялась в основном биотическая часть географической среды, а точнее растительность, которая в свою очередь косвенно влияет на изменение почв.

Древнейшие (ранний – средний голоцен, VIII–VI тысячелетия лет до н.э.) раннеземледельческие культуры неолита Европы связаны с Балканским полуостровом. В это же время помимо Юго-Западноазиатского географического центра земледелие охватывает предгорья, межгорные впадины, плато в пределах горных областей Средней Азии, Ирана (Раджастхан), Закавказья (Колхида и Куро-Араксинская низменность), Малой Азии и Индии (северная часть плато Виндхъян, долины рек Ганга и Инда) (Древние культуры..., 1984). В горных областях получило развитие орошение лиманного типа. Земледелие этого периода можно отнести к огородному со смешанными посевами самых различных культур. Изменялись незначительные площади почв вокруг селений.

Переходным этапом в земледелии от огородничества к посевам на больших площадях можно считать культуры Шумера и Древнего Египта. Последняя сформировалась на берегах Нила к VI тысячелетию до н.э. В долине реки присутствовало как безобработочное (посев по свежеотложенному наилку), так и мотыжное земледелие. Оно дополнялось скотоводством. Интенсивное развитие земледелия коснулось таких цивилизаций бронзового века как: Хараппская (Индская), Крито-Микенская, Хеттская, Китайская, а также государства Митанни, Урарту и некоторых других (Островский, 2000; Тойнби, 2003). Здесь отчетливо начался этап исторической эволюции почв.

Основное богатство Древнего Египта, составляло сельское хозяйство. В почвы долины Нила, в первую очередь поймы и дельты, используемые в земледелии, постоянно поступали пойменные и ирригационные наилки. Поэтому *древнеорошаемые почвы* приобретают большую мощность.

Данные почвы, развитые на агроирригационных наносах, отличаются от окружающих маломощных почв аридных регионов, и по ряду свойств приближаются к пойменным почвам. Они имеются в Месопотамии, в оазисах Средней Азии, других древнеземледельческих регионах мира.

Существенные изменения претерпевают почвы и других древнеземледельческих цивилизаций. Здесь источником материала для седиментации в днищах долин обычно служили склоны в бассейне реки, на которых развивались денудационные процессы. Эти процессы в основном были обусловлены хозяйственной деятельностью человека, в первую очередь развитием земледелия и скотоводства. Так, обширные конусы выноса бронзового века и неолита встречаются от Балкан до Польши.

Колыбелью китайской цивилизации считается долина р. Хуанхе, где обнаружены многочисленные памятники периода неолита. Здесь примерно 5 т.л.н. стали выращивать гаолян (сорго), чумизу (просо) и рис (Островский, 2000). Чумизу сеяли в долине Хуанхе, рис – в долине Янцзы. Рис – одна из

древнейших сельскохозяйственных культур; по своей экологии – злак гигрофит. Хороший урожай риса можно получать только при большом количестве осадков (не менее 1500–2000 мм) или при орошении.

Долгое время рис в рационе китайцев занимал второстепенное место, так как выращивать его невозможно без орошения, а развитие ирригации зависело от использования рабочего скота и металлических орудий (Островский, 2000). Уже в бронзовом веке китайцы начали создавать ирригационные сети, что дало возможность не только расширить пространства обрабатываемых земель, но и увеличить рисовые плантации. Так, широкое распространение получили специфичные *рисовые почвы*. Они как и агроирригационные аридных регионов, нарастают вверх в результате привноса наилков. Кроме того, из-за постоянного затопления в их профиле интенсивно развиваются процессы оглеения.

Другой разновидностью почв Китая, образовавшихся в итоге многовековой земледельческой седиментации, являются почвы хейлуту (Розанов, 1957). Данные почвы распространены на лёссовом плато Китая. Их профиль нарастал вследствие ежегодного внесения органических удобрений, включающих значительную долю минерального вещества. Мощность наросшего слоя, по данным А.Н. Розанова, составляет 0,5 м, а по наблюдениям Н.Н. Федорова (устное сообщение) – до 2 м.

На Индостане самые ранние следы земледельческой культуры, относящиеся к VII–VI тысячелетиям до н.э., обнаружены в долине р. Инда. Здесь позднее появилась керамика, зародилась металлургия (сначала обработка меди, а в III–II тысячелетиях до н.э. плавка бронзы), возникли поселения городского типа. По одному из таких городов самая древняя Индийская цивилизация получила название Хараппской (Островский, 2000). Несмотря на высокий уровень городского строительства, основная часть населения Хараппской цивилизации занималась земледелием – выращиванием зерновых, овощей, хлопчатника, а также скотоводством. После 1500 г. до н.э., возможно в связи аридизацией климата, условия для земледелия в бассейне р. Инда изменились. Это проявилось в частности в засолении почв. На смену хараппской культуре пришла индоарийская, распространившаяся в бассейне р. Ганга, и другие. В настоящее время соли, которыми насыщены почвы и грунтовые воды, отрицательно влияют на состояние построек Мохенджо-Даро и других древних городов, открытых археологами.

В Северной Африке вслед за Египтом осваивается побережье Средиземного моря и Сахара. Здесь земледелие возникло в V тысячелетии до н.э. к югу от 15 параллели. К III тысячелетию до н.э. земледельчески осваиваются территории Сьера-Леоне, Ганы, Нигерии (Кларк, 1977). В это же время земледельческая культура Египта распространилась в Судан (Алиман, 1960), стало развиваться земледелие в Юго-Восточной Азии.

В Новом Свете неолитическая революция произошла несколько позже, чем в Старом. Первые очаги появились здесь в VII–VI тысячелетиях до н.э. До начала европейской колонизации освоенные площади были невелики. Большую популярность приобрели интенсивные формы ведения хозяйства, например огородничество, а пашенное земледелие так и не появилось. Освоенные земли доевропейского этапа располагались преимущественно в горных районах тропических и субтропических поясов. Поэтому предыстория земледелия основных сельскохозяйственных районов США, Канады,

Аргентины и других стран Америки была более простой по сравнению с основными земледельческими регионами Старого света.

В позднем голоцене (ранний железный век) ареалы земледельческого освоения продолжают расширяться. Увеличиваются площади распашки на уже освоенных территориях за счет распространения на водоразделы, применения новых технологий и вовлечения ранее неиспользованных почв.

Таким образом, на мировой карте этапов земледельческого освоения мира (см. рис. 32) можно выделить самые древние ареалы и пути распространения древних культур.

К древнейшим ареалам земледелия и скотоводства относятся: переднеазиатский и восточносредиземноморский (VIII–VI тысячелетия до н.э.); индокитайский (VII–VI); мезоамериканский (VII–V); ирано-среднеазиатский (VI–V); нильский (V–IV тыс. лет до н.э.); китайский и индийский (V–III).

В каждом из самостоятельных очагов происходила постепенная смена традиционных хозяйственно-культурных типов бродячих охотников и собирателей оседлыми и полуоседлыми земледельцами и скотоводами, развивались процессы приспособления местных природных ресурсов для нужд сельскохозяйственного производства.

В засушливой зоне теплого и жаркого поясов с незначительным количеством осадков, где разведение культурных растений возможно только благодаря ирригации, создавались и поддерживались оросительные системы разного типа. В пустынных областях земледелие развивалось исключительно в оазисах. В областях с достаточным количеством осадков земледелие богарного типа занимало сначала долины рек и носило огородный характер, а затем распространилось на водоразделы и приобрело полевой характер.

Сопоставление ареалов древнего и современного земледелия позволяет сделать вывод, что практически все современные обрабатываемые земли связаны с древними центрами. Конечно, в настоящее время распаханы гораздо большие площади, и пахотные земли простираются на север и юг, т.е. в зоны, неблагоприятные для растениеводства, что обусловлено селекцией и подбором культур, прогрессом техники и технологии возделывания. Земли нового освоения (400–200 лет) отмечаются в южной Африке, Северной Америке, на востоке Южной Америки и в Австралии.

Распространение земледельческой культуры в Европе

Оно началось с Балкан в VIII–VI и к V тысячелетию охватило всю Южную и Центральную Европу от Молдавии до Голландии (Монгайт, 1973). Здесь получила распространение подсечно-огневая система земледелия с использованием выжженных и вырубленных участков в течение 3–5 лет. Затем эти участки забрасывались и люди переходили на новые участки. Основным орудием земледелия была деревянная мотыга.

На первом этапе земледелием было охвачены незначительные территории, но из-за кочевого характера ведения хозяйства преобразованы были большие площади (вырубки, подсека, распашка, использование заброшенных пашен под пастбище и др.). Коренные леса замещались вторичными; сильнее развивалась травянистая растительность. Трансформировался напочвенный покров, подстилка и верхние горизонты почв, но лишь на глубину распашки 8–10 см.

В энеолите и бронзовом веке земледелие местами получает значительное развитие. В результате почвенной эрозии образуются конусы выноса, нередко достигающие крупных размеров, а также резко усиливается аккумуляция пойменного аллювия. Такие процессы протекают при длительном стационарном воздействии человека на почвы, в устойчивых системах расселения земледельцев (Палеогеографическая..., 1994).

С начала освоения и до I тыс. до н.э., когда очаги освоения распространились по территории почти всей Европы до южной тайги на севере и степей на юго-востоке, культура земледелия не претерпела изменений. Этот процесс заметно усилился с появлением железных орудий труда и прогрессом техники в I тыс. до н.э., а также использованием животных в виде тягловой силы.

К области древней культуры, отличавшейся культурными и технологическими достижениями, относится и Средиземноморье. Здесь получили развитие Античные цивилизации, которые были аграрными. На всей территории ввиду интенсификации земледелия и скотоводства широко развивались процессы почвенной эрозии. Образовались большие площади смытых почв. Сильно повлияла на почвенный покров глубокая обработка почв (плантаж) на виноградниках. Такие почвы с мощными горизонтами плантажной вспашки античного времени встречаются на юге России в Причерноморье.

С I тыс. н.э. внедряется двухпольная, а затем и трехпольная системы земледелия с чередованием сельскохозяйственных культур. Этот этап характеризуется полной оседлостью населения и постоянным воздействием на землю на участках пашни. К X в. широко внедряется плужная система обработки, воздействия захватывают верхние слои 10–15 см. Особенно бурно процесс смены систем земледелия и интенсификация полеводства развивается в Европе в XIII–XIX вв. В это время вводится плодосмен, широко применяют минеральные и органические удобрения.

Для территории России и сопредельных с ней стран можно выделить несколько периодов земледельческого освоения:

1. Период неолитической революции и распространения земледелия (8–5 т.л.н.) на Кавказе, в Украине и Средней Азии.

2. Период экспансии скотоводческих культур бронзового века и эпохи раннего железного века, в течение которого в одних регионах распространение земледелия продолжается, а в других значительные территории выпадают из земледельческого освоения. Например, на земледельческих террасах неолитического времени в Дагестане в эпоху бронзы появляются курганы степняков-скотоводов. Сходные процессы проходят на территории Русской равнины – курганы скотоводов эпохи бронзы и раннего железа (скифские, сарматские и др.) возникают на местах полей, селений и протогородов трипольцев, в ареалах других земледельческих культур (мариупольской, линейно-ленточной керамики и др.). В период иссушения климата земледельцы и скотоводы эпохи средней бронзы проникают в пределы современной лесной зоны в Прикарпатье, на Средней Волге и на Северо-Западном Кавказе, а также в Центральной Европе. Во время непродолжительного увлажнения климата в южном Зауралье сюда проникают племена земледельческой аркаимской культуры ранней бронзы (около XX в. до н.э.). Значительные перерывы в земледельческом освоении были связаны с нашествием гуннов и других племен. Эти нашествия продолжались и в средневековье и

до недавнего времени, например набеги крымских татар, строились сооружения многочисленных засечных черт и оборонительные валы на южной границе Русского государства вплоть до второй половины XVII в.

3. В последнем тысячелетии интенсивно распространяется земледелие, особенно в последние 2–3 столетия.

История земледельческого освоения почв центра Русской равнины и их агрогенные изменения

Комплексные почвенно-археологические исследования, проведенные в Московском регионе, Ярославской области и районе Куликова поля, а также литературные данные позволяют рассмотреть периоды земледельческого освоения в центре России и проследить различия в освоении в зависимости от географической среды.

Появление земледелия в Московском регионе относится к началу II тыс. до н.э. (эпоха бронзы). В это время сюда проникают племена фатьяновской и абашевской культур, в хозяйстве которых большое место занимали скотоводство и земледелие. На Куликовом поле земледелие возможно появилось еще раньше, так как в слоях поймы, относящихся к неолиту, М.А. Гуман обнаружила пыльцу культурных злаков и сорняков (Хотинский, 1984; Хотинский и др., 1985). Специфика систем земледелия неолита и бронзы, площадь и длительность использования почв неясны. Предположительно, осваивались лишь днища долин – поймы и низкие надпойменные террасы. Как уже было показано выше, наличие в пойме Дона хорошо развитых почв и культурных слоев долговременных поселений говорит о том, что поймы тогда не заливались и пребывали в режиме надпойменной террасы. Значит они могли быть заняты поселениями и использоваться в земледелии.

Земледельческие поселения бронзового века в районе Подмосковья очевидно существовали короткие отрезки времени, а в целом период проникновения данных культур в пределы региона охватывал не более 3–5 веков. Исчезновение фатьяновцев и абашевцев может быть связано с увлажнением климата в середине II тыс. до н.э. и заменой широколиственных лесов (с элементами лесостепи) на подтаежные. В это же время абашевские и фатьяновские племена уходят из районов правобережья и левобережья Средней Волги, где отмечается аналогичная смена ландшафтов. Южнее племена степняков срубной культуры также постепенно отходят к югу, что объясняется наступлением леса на степь в этом регионе в поздней бронзе (Халиков, 1965).

В раннем железном веке земледелие развивалось племенами дьяковской культуры, которые занимали территорию современного московского региона с начала I тыс. до н.э. до середины I тыс. н.э. Первые признаки земледелия у дьяковцев относятся к середине I тыс. до н.э., затем производящее хозяйство становится в их экономике основным (Кренке, 1989). На значительных отрезках долин прослеживается регулярная цепь городищ и селищ. Вероятно, осваивались не только поймы и низкие террасы, где преобладали пастбища, а также и высокие террасы, и водоразделы, в радиусе 1 км от поселений. Преобладало пашенное земледелие, сочетающее подсечно-огневую, залежную и переложную системы.

Длительность воздействий на отдельных участках, видимо, была ощутимой. Так, Дьяково городище (находится в Москве) существовало около 1500 лет. За это время накопился 3-метровый культурный слой с остатками скотоводческой и земледельческой деятельности.

К раннему железному веку относятся первые отчетливые следы изменения почв региона. В районе Подольска обнаружен пахотный горизонт мощностью 7–8 см, погребенный под валом городища дьяковской культуры IV в. до н.э. Сходные пахотные горизонты выявлены нами совместно с Н.А. Кренке под оборонительными валами II–I вв. до н.э. городищ той же культуры. Следовательно, в центре Русской равнины в раннем железном веке земледелие уже было важным элементом деятельности человека. Но распространено оно было еще локально.

С земледелием связаны некоторые нарушения почвенного профиля на древних поселениях раннего железного века и средневековья. Это хозяйственные ямы, культурные слои, в основном содержащие остатки, производящего хозяйства.

После IV в. н.э. заселенность Московского региона снижается. Перед приходом древнерусского земледельческого населения в X–XI вв. и некоторое время по соседству с ним здесь по археологическим данным обитали племена голяди, также знакомые с земледелием.

В районе Ростова-Великого история земледельческого освоения иная. В раннем железном веке плотность населения была невелика. Но перед приходом славян в VII в. начинается период земледельческого освоения территории финскими племенами (меря). Их пашни значительной площади занимали восточную окраину Борисоглебской возвышенности у оз. Неро. Применялась переложная и постоянная системы земледелия (возможно, использование пара и севооборотов). Длительная эксплуатация земель в течение нескольких веков местами привела к эрозии почв и накоплению смытого материала в балках.

В начале II тыс. н.э. во всех рассмотренных районах распространяется древнерусское земледелие. В Московском регионе открыто большое количество курганов и поселений земледельцев XII–XIII вв. В это же время заселяется центральная лесостепь, что подтверждают исследования в районе Куликова поля. Но в основном осваивается лесная зона. Поселения располагаются в долинах рек, в том числе и малых. По сравнению с ранним железным веком плотность населения гораздо выше. Под курганами в большинстве случаев залегают почвы с пахотным горизонтом мощностью менее 10 см. Нередко эти почвы смыты, что свидетельствует об их длительной эксплуатации (Александровский, Кренке, 1993).

В XIII–XIV вв. начинается земледельческое освоение водоразделов. Например, в районе древнего Радонежа, расположенного на Клинско-Дмитровской гряде в верховьях рек Пажи и Вори и практически незаселенном до XIII в., в период максимального древнерусского заселения XIV–XV вв. существовало поселений в несколько раз больше, чем в настоящее время (Чернов, 1987). В результате распашки началась эрозия почв склонов и заполнение балочной сети агрогенным делювием. В XVI–XVII вв. количество поселений и площадь пашни в этом районе сильно снижается. Уменьшается эрозия почв, что местами проявляется в наличии погребенной почвы XVI–XVII вв., лежащей в толще делювия.

До конца XVII в. набеги степняков, главным образом крымских татар, сдерживали распространение земледельцев к югу от лесной зоны. Освоение, несмотря на холодный климат малого ледникового периода, шло на север и восток. Лесостепь и степь долго оставались "диким полем".

В северной части лесостепи после первого древнерусского этапа заселения XIII – первой половины XIV в., проходившего в основном по долинам рек, более 300 лет длился этап запустения и восстановления естественного ландшафта лесостепи. Об этом свидетельствуют данные наших исследований в районе Куликова поля (Александровский, 1990; Александровский и др., 1996). Только с конца XVII в. начинается широкое освоение этого региона. Заселение степи и лесостепи идет в XVIII–XIX вв. за счет оттока населения из лесной зоны. В итоге в лесной зоне на месте бывшей пашни распространились вторичные леса, луга и сенокосы. Например, в районе Радонежа по сравнению с XIV–XV вв. в настоящее время площадь пашни снизилась вдвое (Чернов, 1987).

В северной лесостепи (район Куликова поля) к периоду, охватывающему последние 300 лет, относится основной этап её освоения земледельцами. На протяжении этого периода леса сводились и увеличивались площади пашни. Особенно быстро обезлесение проходило в XVIII в., а в первой половине XX в. достигло максимума. Однако во второй половине XX в. часть земель, в основном склоновых, вышла из распашки. Местами в балках стали возобновляться леса.

Для древнерусского этапа выявлен более широкий спектр изменения почв по сравнению с ранним железным веком. Это погребённые пахотные горизонты, старопахотные (остаточно-пахотные) горизонты под лесной и луговой растительностью, агрогенные делювиальные отложения. Мощность агрогенных делювиальных шлейфов достигает 1 м и более. На ключевом участке в Радонеже мощные делювиальные отложения в днищах балок занимают большую площадь – свыше 2–4 га на 1 км^2, что составляет более ~10–20 тыс. т. мелкозема. Средняя скорость намыва 15 т/км^2 в год на протяжении последних 6–7 веков. Причем значительная, а нередко основная часть делювия накопилась в XIV–XV вв., на протяжении которых скорость смыва и накопления была выше. Позже, особенно в последние десятилетия интенсивность накопления делювия снизилась. На нём формируются почвы под луговой или лесной растительностью. Верхние слои делювия содержат материал смытых горизонтов A2 и B1, что влияет на свойства почв, формирующихся на делювии.

Мощность пахотных горизонтов X–XVIII вв., обнаруженных в погребённом состоянии, чаще всего не превышает 10 см (табл. 23).

В некоторых случаях встречаются следы более глубокой обработки почвы, которые обусловлены такими формами ведения земледелия, как огородничество и садоводство или вызваны ранним внедрением в некоторых хозяйствах глубокой запашки (см. табл. 22). Обычно подзолистые палеопочвы (Обнинск, Подольск, Царицыно и др.) имеют меньшую мощность пахотного горизонта по сравнению с серыми лесными (Суздаль, Коломна, Бирск). Из-за малой гумусности и мощности исходного горизонта A1 подзолистых почв в средние века пахали мелко, чтобы не припахивать белесый подзолистый горизонт и не снижать почвенное плодородие.

Остаточно-пахотные горизонты широко распространены в центре Русской равнины. Встречаются они под лесом и под луговой растительностью.

Таблица 23

Мощность пахотных горизонтов, погребённых под древними насыпями и отложениями

Объект	n	Мощность, см	Возраст, лет	Примечания
Подольск, вал городища дьяковской культуры	1	8	2500	
Обнинск, курганы дославянские	3	6–8	1100	
Великий Новгород, под культурным слоем X в.	2	12	1050	По нижней границе гор-та $A_{пах}$ следы сохи в виде полос
Суздаль	2	18	900	По нижней границе гор-та $A_{пах}$ следы пахотного орудия
Подольск, курганы древнерусские	3	8	800	По нижней границе гор-та $A_{пах}$ следы пахотного орудия
Царицыно (Москва), курганы древнерусские	4	8	800	
Москва (Красная площадь), под культурным слоем 2,5 м	2	10–12	700	По нижней границе гор-та $A_{пах}$ следы лопаты (огород по пашне)
Радонеж (Московская обл.), под агрогенным делювием	2	10	700	
Радонеж, под прудовыми валами	3	15–20	600–400	
Москва (Мал. Ордынка), под культурным слоем 1,5 м	1	11	600	
Бирск (Сев. Башкирия), под оборонительным валом	1	18–20	350–650	Вал булгарский или русский засечный
Царицыно, под культурным слоем 1 м (XVI в.)	2	10	400	
Коломенское, под прудовым валом XVII–XVIII вв.	1	25–30	200–300	Царские сады. Мощный гор-т $A_{пах}$ сильноокультуренной почвы
Обнинск, под парковым курганом XVIII–XIX вв.	1	17	200–150	Парковый курган на господской запашке

Примечание. По (Александровский, Кренке, 1993) с дополнениями.

Древние маломощные пахотные горизонты сохраняются в редких случаях, там, где не было поздней распашки и при условии малой интенсивности процессов их стирания в послепахотный период. В качестве примера рассмотрим древний пахотный горизонт XII–XIII вв., который был обнаружен и исследован нами совместно с Н.А. Кренке в Царицино (Москва, район курганной группы Дубки). Распашка здесь велась до создания курганов. Мощность погребённых пахотных горизонтов, лежащих под насыпью курганов, составляет в среднем 8 см. Между курганами с курганными ровиками сохранились останцы исходной непогребённой поверхности с хорошо выраженным старопахотным горизонтом. Его нижняя граница несколько размыта и не

такая резкая, как под курганами, мощность по сравнению с погребёнными увеличена до 13 см (т.е. на 5 см). Основной причиной таких различий, по нашему мнению, является не уплотнение погребенной почвы под насыпью (обычно оно не велико), а процесс направленной зоотурбации. Имеется в виду выброс червями на поверхность почвы копролитов, состоящих из материала подпахотных горизонтов (см. гл. 2). Этот процесс, протекающий в разных почвах с различной скоростью, может сильно искажать мощность старопахотных горизонтов в сторону увеличения.

Старопахотные горизонты в районе Радонежа в большинстве случаев имеют мощность 15–20 см. Иногда, преимущественно под молодыми вторичными лесами и лугом, их мощность достигает 25–30 см. Видимо, эти участки относительно недавней распашки. В целом на ~$^3/_4$ площади под современным лесом залегают почвы со старопахотным горизонтом. Есть также участки, где старопахотные горизонты отсутствуют. Они заняты зрелыми еловыми и елово-дубовыми лесами. Это могут быть участки коренного леса, которые никогда не осваивались под пашню, или участки, рано выведенные из-под распашки, здесь пахотный горизонт не сохранился.

Исследования хронорядов подзолистых почв с разновозрастными старопахотными почвами были проведены совместно с С.З. Черновым у Воздвиженского болота в районе Радонежа. Они показали постепенную трансформацию материала пахотного горизонта под лесом. У старопахотных горизонтов возрастом до 100 лет наибольшая мощность, темный цвет и хорошая сохранность. Древние горизонты Ар характеризовались снижением мощности и ослаблением темной окраски, цвет их становился светло-серым, затем палево-светло-серым. Наиболее древние (более 300 лет) имели палевые остаточно-пахотные горизонты, а нижняя граница под воздействием корней и червей становилась не такой резкой. Подобное "палевое осветление", обусловленное минерализацией гумуса, было выявлено и на других исследованных объектах.

Еще одним типом изменений почв, связанных с земледелием являются напаши, оконтуривающие поля, и межи, разделяющие поля. Напашь представляет собой невысокий вал, обычно несимметричной формы, нередко в виде ступени на бровке или на верхней части склона, ниже которой пахать неудобно из-за большой крутизны и опасности эрозии. Тело напашни состоит из материала пахотного горизонта без признаков заметной вертикальной дифференциации. Исходная почва под напашью часто эродирована. Высота вала напашни (напашной ступени) иногда достигает 1–1,5 м, а ширина – нескольких метров. По археологическим находкам можно определять время образования напашей. Иногда встречается несколько разновозрастных напашей, показывающих стадии отступания края поля (рис. 33).

Земледельческие террасы характерны для горных территорий. По мнению многих исследователей, они (например, древние террасы энеолита на Северном Кавказе) создаются непроизвольно в процессе распашки, а не специально конструируются. При пахоте поперек склона и отваливании пласта вниз по склону, а также в результате смыва материал пахотного горизонта постепенно перемещается из верхней части поля в нижнюю, которая по большей части укрепляется межевым валом. Нами наблюдались террасовидные уступы подобного происхождения на склонах речных долин в разных частях Русской равнины, от лесостепи до средней тайги.

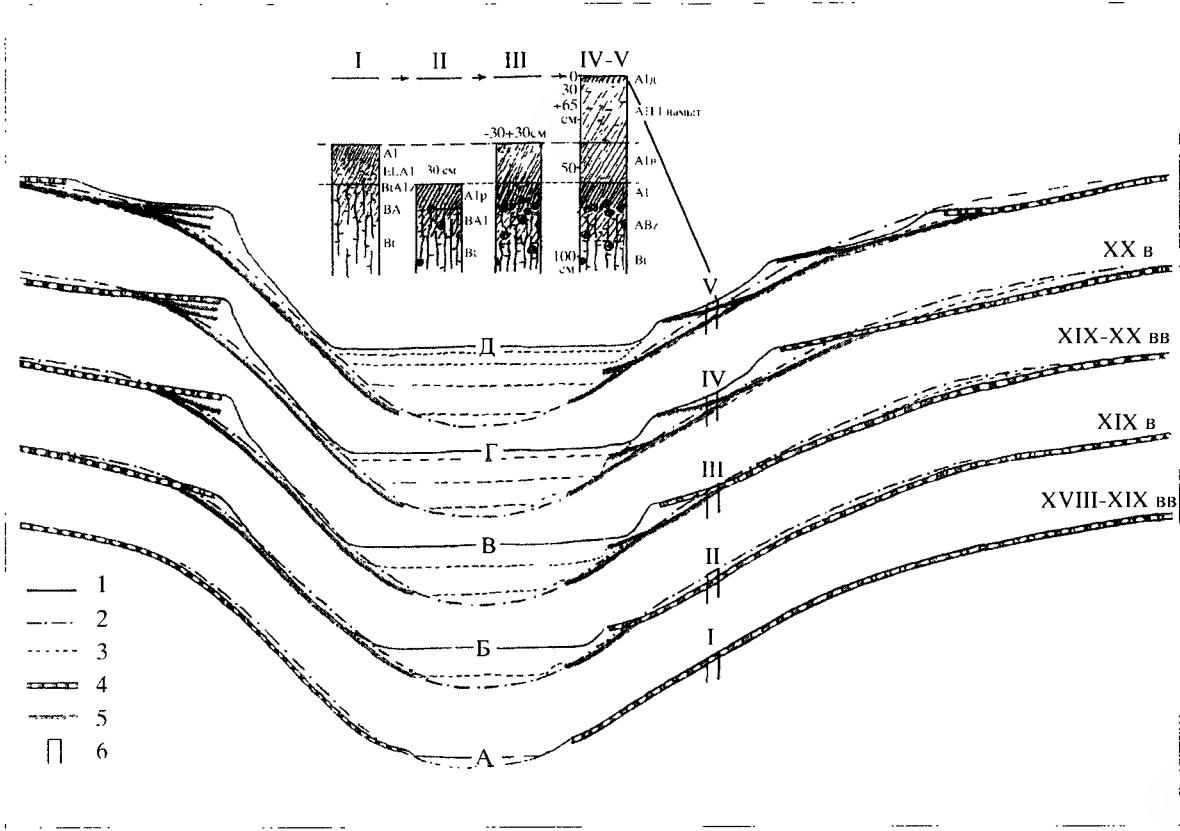


Рис. 33. Стадии развития рельефа и почв балки Себинка за последние 200 лет:

1 – дневная поверхность балки; *2* – исходная поверхность; *3* – поверхность предыдущих стадий; *4* – пахотный горизонт данной стадии; *5* – пахотные горизонты предыдущих стадий; *6* – местоположение разреза 1: I–V – стадии развития почвенного профиля на восточном борту балки (разрез 1); А–Д – стадии заполнения балки делювием; –30+65 см – величина смыва и последующего намыва мелкозема по сравнению с уровнем исходной поверхности

В таежной зоне Русской равнины в древности вся территория (за исключением болот) была сплошь покрыта лесами (Цветков, 1957). До появления древнерусского населения на изменение ландшафтов повлияло скотоводство в раннем железном веке. Вокруг поселений существовали антропогенные луга и разреженные леса (выпас под пологом леса). Возможны элементы земледелия и превращение части подзолистых почв в дерново-подзолистые. Освоенные участки были разделены обширными территориями с ненарушенными ландшафтами.

В течение последних 1000 лет выделяются 5 этапов, различающихся по характеру и интенсивности сельскохозяйственных воздействий и степени трансформации почв:

1 – очаговое (локальное) земледелие в начале нашей эры до X в;.

2 – колонизация и распространение пашенного земледелия (X–XV вв.);

3 – преобладание паровой системы хозяйств (XV – конец XIX вв.);

4 – введение новых приемов, орудий и систем земледелия (с конца XIX до середины XX вв.);

5 – интенсификация всего комплекса воздействий, связанных с сельскохозяйственным производством (настоящее время).

Интегральным показателем интенсивности земледельческих воздействий и агрогенных изменений почв является выраженность эрозионно-седиментационных процессов.

Эрозия на склонах в бассейне реки и зоны седиментации. Налицо взаимосвязаны явные признаки активизации эрозии на антропогенном этапе. Причем эта активизация значительно раньше началась в районах древнего земледелия, на территории Восточной Европы она относится к последним векам, а в Сибири – к последним десятилетиям.

Пример древней эрозии – конусы выноса, сопряженные с ареалами древней распашки и земледельческих поселений, например в Польше и других странах Центральной и Южной Европы. Также в условиях активного и длительного древнего земледелия формируются мощные толщи гумусированных пойменных отложений (в Польше подобные мощные наилки называются "мады") (Палеогеографическая..., 1994). В связи с этим можно сделать предположение о более раннем начале земледелия в центральных районах Русской равнины, так как и здесь в поймах рек (Ока и притоки) имеются подобные отложения.

К явлениям исторической эволюции относят и эволюцию почв древних поселений (Сычева и др., 1998, 1999), в частности эволюцию почв городов (Александровская, 1996, 1997; Александровская и др., 2000; Александровская, Панова, 2001б, 2002; Александровский, 1997б; Александровский и др., 1997а).

Признаки исторической антропогенной эволюции в почвенном покрове центральной лесостепи

Большой интерес для исследования эволюции почв, вызванной антропогенными воздействиями исторического этапа, представляют лесостепные ландшафты. Здесь выявляются следы процессов контрастной эволюции ландшафтов и почв: антропогенного остепнения, проградации черноземов, распашки и пашенной эрозии. Особое внимание уделялось эволюции почв,

связанной с антропогенными изменениями в соотношении лесных и степных компонентов географической среды (Докучаев, 1883; Тюрин, 1939; Роде, 1947; Мильков, 1950; Фатьянов, 1959).

Наши исследования проходили в северной лесостепи в основном в районе Куликова поля (Александровский, 1990). Исходные лесостепные ландшафты в настоящее время превратились в почти полностью безлесный агроландшафт. Реконструкция характера исходной облесенности территории и расположения массивов лесов и степи выполнена на основании того, что в профиле почв признаки прежних стадий почвообразования сохраняются достаточно долго и диагностику можно сделать непосредственно в поле без необходимости длительного лабораторного исследования (Александровский и др., 1996). Этому способствует резкое различие морфологии между серыми лесными почвами и степными черноземами. Полученные результаты сопоставлялись с данными палеоботанических исследований (Хотинский и др., 1985; Хотинский, 1988; Гольева и др., 1999). Величина смытой и намытой толщи почв склонов определялась с помощью археологических находок.

Начало антропогенного изменения среды в районе Куликова поля относится к XII –XIV вв. В условиях запустения, в XIV–XVII вв., имел место этап восстановления ландшафтов. В конце XVII в. начинается основной этап изменения ландшафтов и почв лесостепи (вырубка лесов и распашка), охватывающий последние 300 лет (Александровский и др., 1996). В течение XVIII в. облесенность территории снизилась на 30–50% (Цветков, 1957). Она продолжала снижаться в дальнейшем, о чём свидетельствуют старые карты XVIII – начала XX вв. В западных районах лесостепи земледелие возникло намного раньше (Краснов, 1971). Раньше здесь начались и антропогенные изменения почв: сначала в скифское время и интенсивнее в IX–XI вв. (Александровский, Жариков, 1991). На месте сведённых лесов в первую очередь распространяется лугово-степная растительность, и серые лесные почвы начинают трансформироваться в сторону черноземов ввиду накопления гумуса и воздействия степных грызунов-землероев (суслики, слепыши и др.). Земледелие долгое время не вело к деградации почв, оно было переложно-залежным с перерывами, во время которых развивались лугово-степные биомы. Всё это способствовало развитию процесса проградации почв (противоположного процессу деградации под лесом), идущего в направлении от серых лесных почв к тёмно-серым, черноземам оподзоленным, выщелоченным и перерытым (Александровский, 1987, 1990).

Вследствие антропогенного воздействия безлесные луговые и лугово-степные растительные группировки распространились и в северной лесостепи, и на юге лесной зоны (подзона широколиственных лесов), где почвообразовательный процесс также изменился в сторону гумусо-аккумулятивного черноземообразовательного. В итоге, произошло смещение лесостепи к северу.

Проградированные почвы (черноземы оподзоленные и выщелоченные с реликтовым горизонтом Bt, почвы с признаками вторичного окарбоначивания в горизонте Bt и др.) часто занимают обширные площади. Эти почвы имеют разную степень проявления и сохранности признаков лесного почвообразования. Наряду с почвами с хорошо сохранившимися признаками, по которым уверенно реконструируются исходные ареалы лесов, обнаружены почвы, по которым подобные реконструкции сделать сложнее. Такие почвы образуются в случае неоднократных колебаний границы между степными и

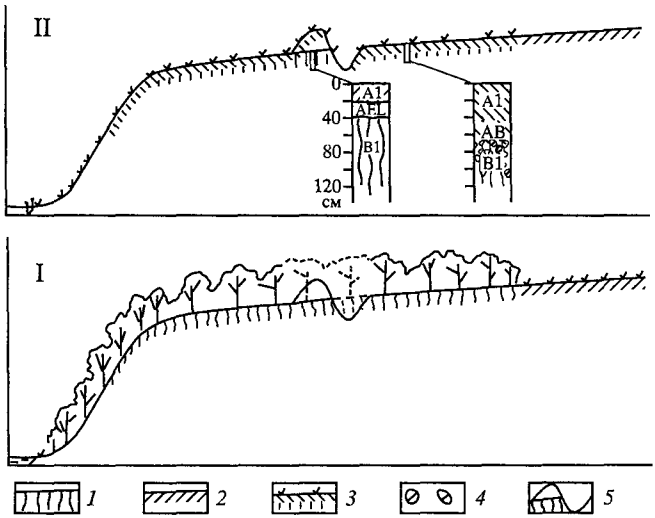


Рис. 34. Городище Зайчёвка:

I – серые лесные почвы под широколиственным лесом вдоль высокого берега р. Красивая Меча, в котором около 800 лет назад были созданы оборонительные сооружения (вал и ров); II – чернозёмы проградированные, образовавшиеся из серых лесных почв под остепнённым лугом, сменившим лес; *1* – серая лесная почва; *2* – чернозём под степной растительностью; 3 – чернозём с унаследованной от серой лесной почвы нижней частью горизонта Bt; *4* – кротовины; *5* – ров и вал XII в. на серой лесной почве

лесными массивами или при длительном протекании процесса проградации, что приводит к стиранию даже достаточно ярких признаков лесного педогенеза. Имеются случаи быстрой, за 200–300 лет, эволюции серых лесных почв в чернозёмы типичные через стадию чернозёма перерытого или в чернозёмы пониженной мощности через стадию слабо- или среднесмытой тёмно-серой лесной почвы.

Выявление лесного прошлого оподзоленных черноземов и других проградированных почв возможно с привлечением методов смежных наук. Во многих случаях эти почвы располагаются в пределах контуров лесных почв на картах генерального межевания (1790 г.). В их профиле под верхними, наиболее трансформированными горизонтами обнаруживаются текстурный (Bt) и оподзоленные горизонты (A1A2, A1A2B), характерные для серых лесных и темно-серых лесных почв и отсутствующие в профиле типичных и части выщелоченных черноземов (последние, однако, иногда имеют унаследованный горизонт Bt). Быстрое превращение серых и темно-серых лесных почв в почвы черноземного ряда установлено по данным палеопочвенных исследований средневековых городищ района Куликова поля. Так, расположенные на р. Красивая Меча городища Зайчевка XII–XIII вв. (рис. 34) и Круглое XVII в. (обследованы Ю. Разуваевым и М.И. Гоняным) возникли в лесу на вырубке. Серые лесные почвы сохранились под оборонительными валами городищ, а рядом под вторичной лугово-степной растительностью они эволюционировали (соответственно) в черноземы проградированные и серые лесные проградированные почвы с унаследованным горизонтом Bt. Существование леса на месте современных черноземов оподзоленных до начала распашки подтверждают и данные фитолитного метода: в их профиле

Таблица 24

Этапы развития ландшафтов и почв Куликова поля. Северная лесостепь

Ландшафт и человек	Процессы изменения почв
Современность. Агроландшафт, местами восстановление лесов в балках.	Глубокая распашка
XVII–XX вв. Сплошное освоение, рас-пашка, сведение лесов, эрозия.	Образование смыто-намытых почв склонов, проградация почв междуречий. Погребение почв в поймах.
XIV–XVII вв. Похолодание климата. Восстановление лесов. Запустение 300 лет.	Максимальное распространение лесных почв.
XII–XIV вв. Гнезда древнерусских земледельческих поселений, сведение части лесов, распашка.	Начало проградации почв в освоенных районах.
Поздний голоцен. Рост влажности климата, распространение лесов и формирование лесостепи. Освоение долин в поздней бронзе и запустение в раннем железном веке.	Эволюция чернозёмов в серые лесные почвы. Слабое изменение почв человеком, их восстановление к концу этапа.
Ранний и средний голоцен. Неолит. Степь.	Формирование черноземов.

выявлены комплексы фитолитов лесного разнотравья и широколиственных пород с небольшим участием хвойных пород (Гольева и др., 1999).

Исследования на Куликовом поле показали (табл. 24), что в лесостепи в наибольшей степени выражены признаки, относящиеся к этапу исторической антропогенной эволюции почв, связанной с земледельческим освоением, в XII–XIV и XVII–XIX вв. Воздействия человека на почвы до средневековья не отражены (не записаны) в современном почвенном покрове из-за их локальности, слабости и давности (их следы стёрты). Наоборот, воздействия современного техногенного этапа (XX в.), ввиду малой его длительности отразились в лабильных свойствах почв, в агротурбациях и эрозии (Александровский, 1987, 1990).

Приведенные факты указывают на обратимость процессов, в частности на возможность превращения чернозёмов в текстурно-дифференцированные почвы (природный тренд позднеголоценового этапа) и, наоборот, текстурно-дифференцированных в чернозёмы (историческая антропогенная эволюция почв последнего тысячелетия). В результате такой разнонаправленности процессов сохранившиеся от предшествующих этапов природной эволюции вторые гумусовые горизонты и другие признаки деградации чернозёмов, а также новообразованные признаки текстурной дифференциации были совмещены с признаками проградации этапа исторической антропогенной эволюции в едином почвенном профиле и в едином почвенном покрове. Совместное нахождение таких противоречивых признаков в почвах региона в значительной степени усложнило решение проблемы взаимоотношения леса и степи, привлекавшей внимание исследователей, начиная с работ Коржинского, Докучаева и других.

Только изучение почв, погребённых под насыпями разного возраста и датирование реликтов по ^{14}C, позволило разделить признаки этих этапов, установить последовательность и хронологию событий.

Историческая антропогенная эволюция почв лесостепи отличается от природной позднеголоценовой: обратным ходом процесса (проградация вместо деградации) и обратным смещением зональных границ к северу; мозаичностью и большим количеством выявленных вариантов; молодостью (последние 1000 лет с максимальной активностью в последние несколько веков); более высокой скоростью процессов.

Историческая антропогенная эволюция почв отличается от антропотехногенной большей длительностью, меньшей мозаичностью, возможностью реализации процессов со средними и большими характерными временами. Во многих случаях эти, спровоцированные в историческом прошлом человеком, но по сути природные, процессы идут в сторону восстановления доантропогенного состояния почв и геосистем.

Помимо явлений проградации, для исторической антропогенной эволюции почв лесостепи и лесной зоны характерны и деградационные эрозионно-седиментационные процессы. На ключевых участках Радонеж, Подольск и Куликово поле мощные делювиальные толщи 1–2 м сложены из материала пахотных горизонтов и выполняющие днища балок и долин малых рек. Начало их накопления относится к XIII–XIV вв. Вследствие большой давности протекания эрозии компенсационное почвообразование привело к частичному или почти полному восстановлению профиля смытых почв. Поэтому на участках с длительной историей развития агроландшафтов имеется несоответствие между мощными намытыми и слабовыраженными смытыми почвами. Отметим, что выпаханные почвы восстанавливаются под естественной растительностью за несколько десятков лет.

В более западных регионах Европы исторический этап антропогенной эволюции почв растягивается. Земледелие началось здесь в неолите и усилилось во время античности. В Украине выделяются значительные ареалы проградированных (реградированных) черноземов и темно-серых лесных почв (Атлас почв Украины, 1979). Их образование следует увязывать с антропогенным обезлесиванием, начатым скифами задолго до возникновения Древнерусского государства.

Итак, в лесостепи и лесной зоне преимущественно деградационная направленность эволюционных трендов естественного этапа эволюции (деградация гумуса, оподзоливание, оглеение, заболачивание) на этапе исторической антропогенной эволюции сменилась на проградационную. В степях южной части Русской равнины эволюционные тренды развивались противоположно: проградационная направленность педогенеза естественной эволюции почв сменилась на деградационную антропогенного этапа.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕНЕЗА

Последние несколько столетий и особенно последние десятилетия характеризуются резким увеличением интенсивности техногенных процессов эволюции почв и географической среды. Поэтому рассматриваемый период времени может быть выделен как этап антропо-техногенной эволюции почв.

Этот этап эволюции почв, как и предыдущий характеризовался мозаичностью и в отношении интенсивности процессов, и в отношении времени его

начала. Обособление этапа обусловлено резким ростом населения земли, развитием сельского хозяйства и промышленности, урбанизацией, формированием сети дорог.

Придорожные почвы. Со строительством дорог во всем мире стали изменяться придорожные почвы, а с появлением автомобильного транспорта этот процесс усилился. Под воздействием строительства и эксплуатации автодорог в придорожной полосе формируются ландшафты, которые, хотя и сохраняют естественный характер и подчиняются природным закономерностям, несут антропогенное содержание в виде специфических растительных группировок, состава грунтовых вод и, особенно, измененных свойств почв (Александровская, 1985). Практически все свойства придорожных почв меняются, причем консервативные свойства меняются в основном из-за изменения водного режима и привноса твердого вещества. Во всех придорожных почвах увеличивается содержания валового кальция, что связано с использованием при строительства дорог кальцесодержащих материалов (известнякового гравия и др.). Состав водорастворимых компонентов и особенно состав почвенного поглощающего комплекса и реакция почвенной среды меняется коренным образом. Иногда создается парадоксальная ситуация: при сохранении и даже усилении консервативных свойств, например морфологических свойств дерново-подзолистых почв, важнейшие химические свойства – состав почвенного поглощающего комплекса и pH, становятся нетипичными для этих почв. В дерново-подзолистых почвах с хорошо сохранившимся и даже увеличившим свою мощность подзолистым горизонтом почвенный поглощающий комплекс полностью насыщается основаниями, а реакция среды меняется со слабо кислой на нейтральную и даже слабощелочную.

Микроэлементы в придорожные почвы могут поступать из разных источников, начиная от разрушающегося дорожного полотна и перевозимых грузов, кончая выхлопными газами и продуктами истирания металлических деталей автомашин. Добавочное поступление микроэлементов в придорожные или другие антропогенные почвы имеет определенные закономерности. Для выявления связи между содержанием отдельных микроэлементов, а также их соотношением с различными фракциями механического состава методом наименьших квадратов были рассчитаны коэффициенты корреляций и линии регрессий в придорожных почвах трассы Москва–Ленинград (Александровская, 1985).

Анализ полученных коэффициентов корреляции и регрессионных кривых показывает, что положительная, близкая к прямолинейной, корреляция между содержанием цинка и меди и какой-либо фракции в почве возникает в том случае, если фракция:

1) содержит повышенное количество этого элемента, например присутствие рудных минералов;

2) обладает повышенной сорбционной способностью, например илистые фракции;

3) способна создавать условия для проникновения дополнительного количества элементов в глубь почвы (создание необходимой пористости в тяжелых почвах). К примеру, проникновение меди и цинка в глубь тяжелых почв лимитируется наличием песчаной фракции, тогда как дополнительное количество тонкодисперсных частиц может создать только более плотную упаковку и затруднить их поступление.

Эти закономерности необходимо учитывать при интерпретации химической эволюции любых антропогенных почв.

Добавочное поступление кальция и ряда биогенных микроэлементов часто делает придорожные или городские почвы плодороднее, чем исходные. Это определяется по состоянию придорожной растительности, которое в гумидных зонах на удалении 10–30 м от от дорожного полотна лучше, а её флористическое разнообразие выше фонового (Александровская, 1985). Суховершинность древесной растительности, отмечающаяся на некоторых участках автодорог, не связана с загрязнением придорожных почв. Она обусловлена подтоплением территории в результате неправильных инженерных решений.

Признаки техногенных трансформаций почв четко прослеживаются в пределах древних и современных поселений, а также на близлежащих промышленных территориях, линиях транспортной сети. Следует отметить карьеры, выработки, другие сооружения, где выявлены сходные техногенные нарушения почвенного покрова. Земледелие, особенно в течение XX в. характеризовалось интенсификацией воздействий, химизацией, увеличением глубины распашки. Исходно кислые подзолистые почвы стали нейтральными и даже слабощелочными. Подобные трансформации также можно относить к явлениям техногенеза.

В целом, в отличие от исторического этапа антропогенной трансформации почв с преобладанием природоподобных процессов часто схожих с естественными, для антропо-техногенного этапа в большей степени характерны прямые воздействия на почвы, в основном механические и химические (Александровская, 1985; Александровская, 1996; Александровский и др., 1997а; Александровская и др., 2000, 2001, 2002; Alexandrovskaya et al., 2000, 2001, 2002).

Среди них широко представлены техногенно-специфические воздействия и процессы, не имеющие аналогов в естественных условиях. Их разделяют на: а) турбационно-техногенные, вызывающие перемещение, смешивание или замену почвенной массы; б) контактно-техногенные – покрытия почвы сплошные и несплошные; включения, взаимодействующие с почвенной массой различными способами – миграционными, механическими и др.; в) физико-химические трансформации (Таргульян и др., 1986). К механическим техногенным нарушениям, выявляемым при анализе культурных слоёв и почв в пределах древних и современных поселений, относятся ямы, подрезки, конструкции, изменяющие исходную естественную стратиграфию почвенных горизонтов и формирующих совершенно новые, не встречающиеся в природе комбинации горизонтов и признаков. Агрогенные изменения почв не столь глубоки, однако и они соответствуют перечисленным выше признакам антропо-техногенной эволюции. Также техногенез, воздействуя на растительность, гидрологические условия и другие факторы, косвенно влияет на формирования почв.

Анализ литературы, посвященной антропогенной эволюции почв показывает, что повышенное внимание при этом уделяется проблемам, связанным с современным земледелием (Антропогенная..., 1989; Четвертая ..., 2001). Выделяются следующие процессы агрогенной трансформации ландшафтов и почв:

Лесная зона. Замена лесной растительности на луговую, осушительные мелиорации, усиление оподзоленности, усиление переувлажненности в связи с развитием плужной подошвы. Формирование окультуренных почв, в том числе насыпных, устойчивых к процессам деградации. Выход из строя дренажных систем, ведущий к заболачиванию в понижениях рельефа.

Степи. Распашка – эрозия, сопровождаемая потерей гумуса, фосфора, микроэлементов, усложнением структуры почвенного покрова; уплотнение, увеличение мощности зоны миграции карбонатов. Орошение черноземов местами вызывает деградационные процессы: засоление, осолонцевание, дегумификацию, обесструктуривание, ощелачивание, выщелачивание карбонатов, уплотнение, даже образование вторичных солонцов, солончаков и болотно-луговых почв.

Поймы. Уплотнение и слитизация, потеря гумуса, увеличение его гуматности. При посеве трав, отказе от полива и многократных механических обработок содержание гумуса восстанавливается и улучшается структура.

Общие агрогенные процессы: эрозия почв склонов, уплотнение, иллювирование глины, распространение переувлажненных почв (мочаров), конструирование новых почв при рекультивации, загрязнение тяжелыми металлами. Окультуривание – улучшение агрегированности, гумусности. Дренаж – уменьшение плотности, оглеенности, содержания гумуса, конкреций и содержания в них Fe, Mn; увеличение водопрочности агрегатов, гуматности, усиление элювиально-иллювиальной дифференциации профиля.

Упоминаются и неагрогенные процессы: загрязнение почв тяжелыми металлами, проградация почв лесопарков, разрушение почв оползнями; трансформация каштановых почв в техногенные солонцы под влиянием подземных рассолопромыслов, применение противогололёдных солей.

Техногенные изменения химического состава почв представляют особый интерес. Человек вовлекал и вовлекает химические вещества в ландшафтный круговорот в процессе своей деятельности (Александровская, Александровский, 2003).

Осваивая новые технологии и используя при этом все новые химические элементы, человек загрязнял свои поселения и производственные территории. Причём эти производства, особенно в прошлом, не выносились за пределы поселений, а часто находились в жилищах или поблизости от них. В итоге химический состав почв и культурных слоев древних поселений оказался существенно изменённым по сравнению с естественным фоном.

Почвы поселений. На месте поселений такие трансформации возникли очень давно. Так, много десятков тысяч лет тому назад человек овладел огнем и стал единственным млекопитающим, способным находиться в непосредственной близости от костра. Остатки одного из таких древних костров (слой пепла и угля достигает 6 метров) найден около Пекина.

Данные химических анализов показывают, что зола, заполнения печей и древних кострищ из археологических раскопок отличаются по составу от других компонентов культурного слоя. Причем состав золы и заполнений кострищ различается в зависимости от географических условий и характера деятельности человека (табл. 25, 26, 27а). Полученные результаты следует сравнивать не столько с кларком содержания элементов в земной коре, сколько с составом естественных почв района исследований.

Таблица 25

Микроэлементы в археологических объектах ($n \cdot 10^{-6}$).
Болгария, Телль Юнаците, IV тыс. до н.э.

Объект	Mn	Ni	Cu	Zn	Pb	As	Sr
Кларк земн. коры	*1060*	*99*	*30*	*76*	*13*	*2*	*384*
4,75 м, очаг	1300	5	40	110	5,7	2,0	456
4,85 м, очаг	1500	10	39	110	5,6	3,2	345
9,6 м, исходная почва	800	10	21	45	12	2,5	211

Таблица 26

Валовое содержание оксидов в заполнении древней печи (г. Новгород) в %

Проба	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	P_2O_5
Кларк земн. коры	*75*	*10*	*5*	*1,5*	*1,1*	*1,7*	*0,2*
Печка, верх, X в. н.э.	*12,0*	*2,0*	**16,5**	**63,0**	1,09	**2,96**	**4,22**
Печка, дно, –"–	57,0	16,9	5,7	**10,8**	**3,43**	**4,15**	**1,95**

Примечание. Жирным шрифтом выделены повышенные концентрации элементов.

Таблица 27

Содержание микроэлементов в древней печи (г. Новгород) в мг/кг

Проба	Cr	Mn	Sr	Zn	Cu	Zr	As	Pb	Rb	Ni
Кларк земн. коры	*122*	*1060*	*384*	*76*	*30*	*162*	*2*	*13*	*70*	*99*
Печка, верх, X в. н.э.	116	**15000***	**2357**	**2203**	**246**	**464**	**31**	**44**	*51*	62
Печка, дно, –"–	**118**	**4116**	**1224**	**1011**	**110**	**422**	**16**	**83**	**105**	44

* См. примечание к табл. 26

Обычно встречающиеся в культурном слое городов и сельских поселений остатки очагов (печей) не такие мощные, как найденные под Пекином. Они представляют собой прослои и линзы, содержащие золу, угольки и в различной степени прокаленный грунт. Высокое содержание марганца в золе подобных печей Новгорода объясняется тем, что и многие деревья, особенно береза, накапливают марганец в древесине. Среднее содержание марганца в золе растений составляет 700–4800 мг/кг. Но если дерево росло во влажных условиях, которые характерны для новгородских ландшафтов, возможно десятикратное увеличение содержания марганца по сравнению с сухими условиями. При сжигании растений, накопивших марганец, он частично улетает с дымом, частично накапливается в золе печей.

Оказалось, что прослои золы (остатки пожаров построек, очаги), содержащиеся в культурном слое, характеризуются щелочностью и карбонатностью. Они бурно вскипают от HCl. Содержание CaO в золе достигает 20–30% и больше, например в печи из г. Новгорода, а $CaCO_3$ – более 50%. Данный процесс, который предлагается назвать *пирогенным карбонатообразовани-*

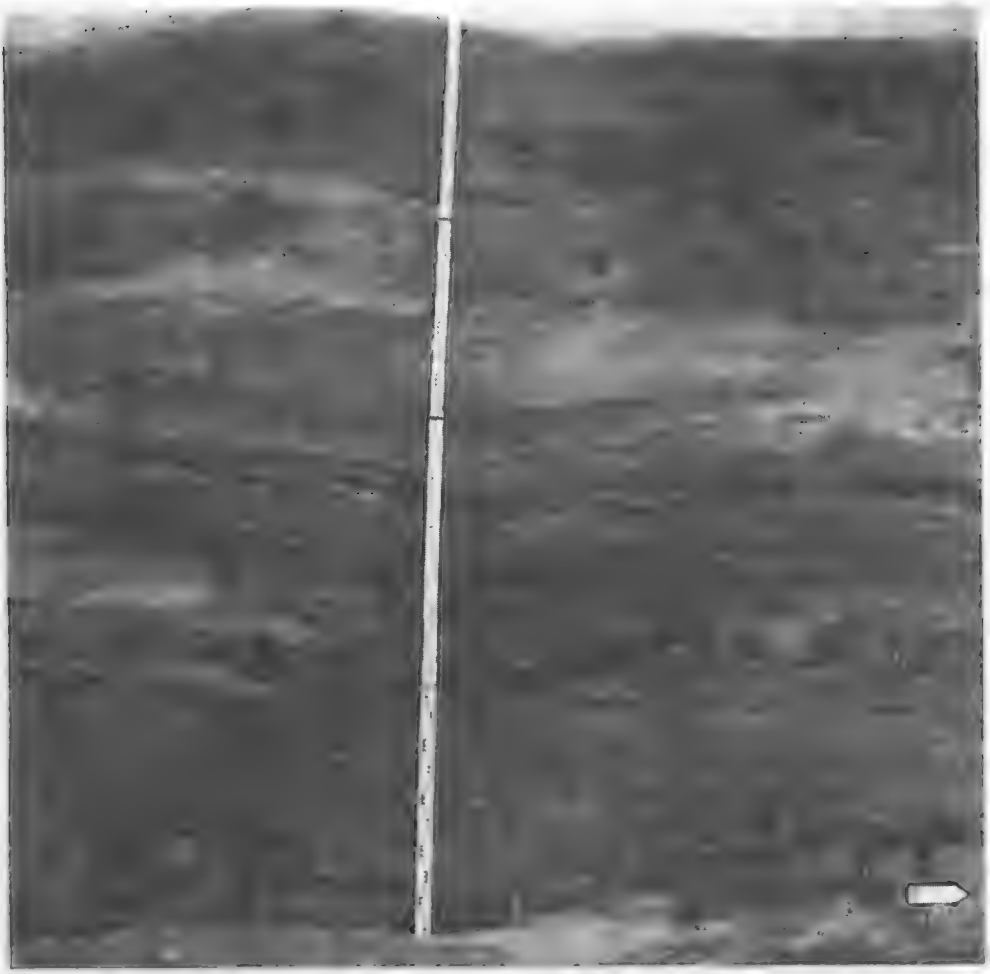


Рис. 35. Дьяково городище в Москве:
культурный слой >3 м, образовавшийся 2500–1500 лет назад и перекрывший дерново-подзолистую почву (стрелкой показано положение погребённой поверхности)

ем, идёт не только на поселениях, но и в естественных условиях. К примеру, в золе торфяных пожаров содержание CaO достигает 25% (Зайдельман, 2003). Реагируя с водой, CaO превращается в $Ca(OH)_2$ – сильную щелочь (основание), активно сорбирующую CO_2 из воздуха. В итоге образуется $CaCO_3$, преимущественно в виде кальцита.

Карбонаты, образовавшиеся таким образом в культурном слое, частично выносятся из прослоев золы, вследствие чего происходит окарбоначивание большой толщи отложений, включающих следы обитания человека. Например, так произошло окарбоначивание всего 3,5-метрового культурного слоя Дьякова городища в Москве (рис. 35).

Важным фактором трансформации ландшафтов и почв была выплавка металла, требовавшая огромного количества древесного угля. Это приводило к сведению лесов и, несомненно, к эволюции почвообразователь-

ного процесса. Почвы существенно изменялись в местах горных разработок при добыче сырья, начиная с каменного века и особенно в эпоху металла. Железную руду извлекали из ям, озер и болот, также использовались выходы железняков, освоенных ещё древними народами. Нами исследовались выработки и карьеры в Тульских засеках и на Южном Урале. В обоих случаях механические и химические трансформации почв сохранились до наших дней.

Замечено, что при выплавке меди из медных или полиметаллических руд и даже при переплавке медных предметов цинк улетучивается вместе с металлургическими газами, затем при соприкосновении с холодным воздухом может конденсироваться и опускаться на землю. Такие химически изменённые почвы распространены широко. Проведенные нами исследования культурного слоя показали, что почвы в местах обитания человека уже с давних времен стали обогащаться Ca, K, P, Mn, Zn, Cu, Pb и другими элементами (Александровская, 1985; Александровская, 1996; Александровский и др., 1997а; Александровская и др., 2000, 2001, 2002; Alexandrovskaya et al., 2000, 2001, 2002).

Почвы и культурный слой городов. Почвы и культурный слой городов, особенно древних, являются примером почвенных систем, наиболее трансформированных антропогенными воздействиями.

Почвы и культурный слой Москвы имеют длительную историю развития и представляют собой сложные и быстро развивающиеся природно-антропогенные образования. Исходно они были представлены подзолистыми и дерново-подзолистыми разностями, сформированными на пестрых по литологическому составу отложениях. На территории города они сохранились в лесопарковых зонах, а в районах интенсивного освоения сильно трансформированы. Основные отличия городских почв от природных обусловлены интенсивным накоплением антропогенных отложений (культурного слоя) особого состава и строения.

В центральной части Москвы на поверхности исходной почвы залегает толща культурного слоя средней мощностью ~3 м на междуречьях и до ~15 м в понижениях рельефа, существенно снивелированного к настоящему времени. Для этой толщи в отличие от исходных почв характерна щелочность, слоистость, техногенность, каменистость, загрязненность рядом химических элементов. Выделяются различные антропогенные типы городских отложений: сторительный мусор, бытовой мусор, выброс материнской породы (из котлована), промышленные отходы и загрязнения, привнесенная огородная или газонная земля и др.

В профиле городских почв вследствие постоянного действия седиментогенеза подробно записана история развития ландшафтов, а также история хозяйственного освоения территории и взаимодействия человека и природной среды. С помощью методов почвоведения и палеогеографии эта история может быть реконструирована (Бойцов и др., 1993; Сычева и др., 2000). Следовательно, городские почвы и культурные слои – ценнейшие хранители палеоинформации и должны быть признаны не только памятниками археологии, но также и истории природы.

Для изучения городских почв предлагается особый археолого-геолого-почвенный подход. Важнейшую информацию дают также методы палеоботаники, геохимии и др.

Исследуемая толща в центральной части Москвы имеет многометровую мощность. На водоразделах и высоких террасах она равна 2–3 м, в понижениях рельефа (балки, долины речек, западины) достигает 7–10 м, в редких случаях 20 м. Эта толща имеет следующее строение.

1. В основании залегает исходная почва, обычно дерново-подзолистая, сформированная на ледниковых, водно-ледниковых, покровных, аллювиальных отложениях супесчано-суглинистого состава, нередко двучленных. Иногда она заболочена, смыта или нарушена перекопами.

Во многих случаях данная почва имеет пахотный горизонт, мощность которого 7–12 см (Александровский, Кренке, 1993). В основании горизонта иногда обнаружены следы лопаты, что позволяет считать его пахотно-огородным. Есть явные следы пашенной эрозии, относящейся к XI–XIII вв. Так, смытые и намытые пахотные почвы этого времени, лежащие на глубине 2,5–6 м, обнаружены на Красной и Манежной площадях.

2. Над поверхностью погребенной почвы во многих случаях встречается сильногумусированный слой более глинистого состава с малым количеством включений строительного материала (обломков кирпича, извести). Это слой времени деревянного строительства – органогенный слой. Его сохранность и мощность увеличиваются в условиях переувлажнения.

Местами, в пределах данного слоя, встречаются прослои органогенного материала коричневого цвета, представляющего собой остатки разложившейся щепы, навоза, других растительных остатков. В условиях переувлажнения хорошо сохраняется древесина – бревна, деревянные плахи, а также скорлупа лещины, обрезки кожи и др.

3. Выше лежит более мощный слой – литогенный, насыщенный обломками кирпича и остатками строительной извести. Он соответствует периоду кирпично-каменного строительства. Для него характерна меньшая прогумусированность, большая опесчаненность и щелочность. Скорость его накопления значительно выше.

4. Современный слой еще более насыщен остатками строительства: цементом, металлическими предметами, остатками бетона.

5. Ямы, заполненные мешаным материалом, являющиеся остатками жилищ (погреба, котлованы) и траншей. Древние и современные ямы иногда занимают всю многометровую стенку археологического раскопа.

6. В толще культурного слоя и на его поверхности встречаются почвы, в основном слаборазвитые. Чаще всего они включают единственный горизонт А1 с постепенным переходом вниз к почвообразующей породе.

7. Признаки почвообразования, рассеянные в толще культурного слоя, как переотложенные, так и образованные в процессе его нарастания.

8. Прослои аллювия, материнской породы, попавшей в толщу слоя при закладке ям, других отложений, являющихся "стерильными" в археологическом отношении.

9. Привозная огородная или газонная земля обычно представлена сильногумусированным, достаточно мощным слоем, в котором малое количество артефактов.

Встречаются другие типы отложений: различные вымостки, развалы печей и скопления печины, остатки металлургических и других производств, остатки пожарищ в виде слоев древесного угля.

Прослеживаются две линии развития урбопедоседимента: автономное, нормальное – на повышениях рельефа (например, на Красной площади) и гетерономное – в понижениях (Манежная площадь). Выполаживание рельефа из-за неравномерного нарастания городского культурного слоя вызвало ослабление дренажа, заболачивание и увеличение органогенности культурного слоя и почв на низких геоморфологических уровнях (низкие террасы р. Неглинной на Манежной площади).

Таким образом, городская почвенно-грунтовая толща – слоистая, щелочная, с прослоями материнской породы (морена, пески), насыщенная кирпичем, органическим веществом и обладающая большой сорбционной способностью – представляет собой особую экологическую среду с разнообразными геохимическими барьерами и потоками вещества. История развития и свойства этой толщи могут быть раскрыты с помощью комплексных почвенно-археолого-географических исследований.

Специфика почв и культурного слоя Новгорода и Ростова Великого состоит в их переувлажнённости и органогенности. В связи с затруднённым дренажем и развитием анаэробных условий хорошо сохранились древесина (щепа, брёвна) и другие органические остатки.

В Ростове Великом накопление "влажного слоя" шло быстро. За XIII и XIV вв. накопилось 120 см слоя, насыщенного древесиной хорошей сохранности. Этому благоприятствовали анаэробные условия, подавляющие деятельность микроорганизмов. Однако верхняя часть слоя, очевидно в результате осушительных работ (верхние 120 см), характеризуется меньшей влажностью, высоким содержанием мелкозема (гумусированного суглинка) и низким содержанием щепы, особенно в верхних пластах. Те же 120 см слоя накопились за 600 лет (XV–XX вв.). Основной причиной такого изменения состава и скорости накопления верхней части слоя является аэрация, способствующая деятельности микроорганизмов приводящей к разложению и гумификации остатков древесины и другого органического вещества. В пределах верхних пластов данный процесс идет до полного исчезновения щепы, сохраняются в основном гумус и угольки. Содержание органического вещества падает ниже 10%, преобладающей становится минеральная масса. Осушение слоя и деструкция органического вещества может снизить его мощность более чем в 10 раз.

Сходная с Ростовом Великим сохранность органогенного слоя X–XV вв. н.э. характерна для Великого Новгорода (Александровская и др., 2000). Скорость его накопления примерно та же (50–80 см за столетие). На поверхности обнаруженных здесь, под слоем X в., дерново-подзолисто-глеевых почв сохранились остатки травянистого напочвенного покрова, представленного Dactylis glomerata (ежа сборная), Glyceria (Манник), Helictotrichon (овсец), Cynosurus cristatus (гребенник обыкновенный). Также были найдены ветки с листьями ив, относящихся к Salix myrsinifolia (ива чернеющая), Salix triandra (ива трехтычинковая) и другим (определения трав и деревьев Ю.Е. Алексеева, биологический ф-т МГУ). Следовательно, в Новгороде с первых же моментов накопления культурного слоя создались условия переувлажнения, подавляющие деятельность микроорганизмов. В подобных условиях органогенный слой сохраняется почти в первозданном виде.

Накопление культурного слоя в Москве и многих других городах с XVII–XVIII вв. происходило уже в основном за счет остатков каменного

строительства. Сопровождалось оно перерывами, во время которых иногда успевали сформироваться слаборазвитые почвы. Средняя скорость накопления 50–80 см за 100 лет.

Трансформации химического состава почв и культурного слоя городов. Авторами изучен химический состав почв и культурного слоя центральной части Москвы и некоторых других городов, имеющих длительную историю развития. В состав культурного слоя нами включены не только средневековые горизонты, но и верхние слои городских отложений, которые археологи обычно выделяют как техногенные.

Исследуемая толща отличается от внегородских (зональных) дерново-подзолистых почв повышенным содержанием органического вещества, карбонатов и соединений фосфора. Органическое вещество содержится в виде детрита, гумусовых веществ, в переувлажненных слоях имеется большое количество остатков деревянных построек и щепы. Поступал $CaCO_3$ в городские почвы в виде известняка, применявшегося в строительстве. Но главным его источником была строительная известь, широкое использование которой началось с переходом от деревянного строительства к каменному в XVII–XVIII вв. В результате миграции карбонатов в нижележащие слои, в том числе в исходную дерново-подзолистую почву, значения их pH существенно увеличились, поэтому условия среды изменились с кислотных на нейтральные и щелочные. Содержание фосфора под влиянием привноса бытового мусора по сравнению с исходными почвами увеличилось во много раз. Причем это увеличение в значительной степени произошло за счет подвижных форм P_2O_5. В связи с этим в культурном слое часто встречается вивианит, новообразованный фосфорный минерал, покрывающий яркими синими пленками структурные отдельности, кирпичи, археологические находки.

Исследования в Кремле и на Красной площади слоёв раннего железного века и первых этапов средневекового освоения (XI–XII вв.) показывают незначительное содержание металлов и других элементов (табл. 28, 29). Это обусловлено бедностью исходных дерново-подзолистых московских почв, их исходной кислой реакцией и слабым развитием ремесел. Исключение составляет повышенное (иногда до 75 мг/кг) содержание свинца, который мог в форме бикарбоната проникнуть с почвенными водами из более поздних слоев. Другие элементы или слабоподвижны, как мышьяк, или теряют свою подвижность в карбонатных условиях.

В культурных слоях XII–XIII вв. резко усиливается накопление органического вещества, преимущественно остатков древесины. В этих слоях, уже достаточно закарбоначенных вследствие строительства на основе известняка, заметно накопление меди и цинка, видимо, из-за увеличивающегося применения этих металлов, а также мышьяка, минералы которого использовались при обработке кож. Значительное накопление ряда микроэлементов обнаружено в культурных слоях старых городов Курской области; при этом в современных слоях их содержание существенно снижается (Кайданова, 1992).

Более молодые отложения, представленные органогенным культурным слоем времени деревянного строительства (XVI–XVII вв.) и залегающим над ним мощным слоем, содержащим известково-кирпичный строительный мусор XVIII–XIX вв., свидетельствуют о дальнейшем обогащении московских

Таблица 28

Содержание микроэлементов в культурном слое и почвах центральной части Москвы (в мг/кг)

Микроэлементы	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	As	Pb	Rb	Sr	Zr
Кларк земной коры	*122*	*1060*	*99*	*30*	*76*	*2*	*13*	*78*	*384*	*162*
Тверской бульв. Совр.	68	605	14	99	318	25	119	76	160	193
Манежная пл.	62	652	12	40	193	5	**148**	65	171	238
КС XVII–XVIII вв.	56	1303	21	**106**	99	11	43	63	125	281
Никольская ул.										
КС XVII–XVIII вв.	(21)	195	31	74	118	**69**	**682**	36	94	154
КС XVI в.	(0)	410	13	44	64	2	28	44	69	136
Ильинка, 1/ Красная пл.										
КС 285 см, XIII–XIVвв.	60	1186	33	**102**	244	> 3	**71**	66	196	208
КС 300 см, XIII–XIVвв.	76	1422	50	**100**	257	10	34	77	214	247
КС 300 см, XIII в.	76	1840	25	74	**582**	**14**	7	81	433	257
Ар 335 см, XI–XII вв.	70	804	14	25	120	> 3	17	54	146	190
Ар 345 см, XI–XII вв.	56	339	7	5	39	> 3	36	70	133	283
Кремль, КС, III в. до н.э.	–	–	29	36	95	3	7	37	106	169
Гор-т Е подзолистой почвы	–	–	88	9	13	2	6	33	77	116

Примечания: Жирным шрифтом выделены повышенные концентрации элементов; КС – культурный слой

почв в результате антропогенной деятельности. Это выражается в относительном снижении доли кремнезема, увеличении доли CaO, а также в повышении содержания многих макро- и микрокомпонентов, что связано как с их техногенным поступлением в московские ландшафты, так и изменением геохимических условий, вызвавшим снижение их подвижности и прекращение выноса в грунтовые воды.

В целом в средневековой Европе развитие производств сопровождалось крайне высоким уровнем загрязнения окружающей человека среды. До сих пор в почвах Англии, на территориях, примыкающих к старинным плавильным печам, не функционирующим со средних веков, концентрация кадмия оказывается в сотни раз выше фоновых показателей [Yost, 1984]. Промышленный переворот и научная революция привели к бурному росту городов. Если в конце XVIII в. городское население мира составляло менее 30 млн чел., то ко второй половине XX в. оно увеличилось более чем в 10 раз. В не меньшей степени возросла площадь городов и промышленных территорий. Существенно увеличились объемы промышленных выбросов и уровень трансформации географической среды.

В слоях XVII–XIX вв. в Москве и других городах содержится максимальное количество таких микроэлементов, как свинец, медь, мышьяк, что объясняется широким использованием их человеком.

Таблица 29

Содержание оксидов в культурном слое и почвах центральной части Москвы

Оксиды (в %)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Кларк земной коры	75	10	5	0,5	1,5	1,1	1,7	1,1
Манежная площадь	75,1	9,37	3,11	0,57	**6,99**	1,01	2,68	0,5
КС XVII–XVIII вв.	68,1	8,28	5,11	0,81	**12,67**	1,22	2,59	0,5
Воскресенский мост, КС XV в.	76,2	8,11	3,34	0,59	**7,24**	1,11	2,31	0,5
Ильинка, 1/Красная пл.								
КС 285 см, XIII–XIVвв.	72,1	9,4	3,50	0,62	**8,67**	1,75	2,67	0,5
КС 300 см, XIII–XIVвв.	69,9	10,2	4,73	0,75	**9,43**	1,33	2,53	0,5
КС 300 см, XIII в.	60,1	7,8	5,00	0,75	**21,7**	0,82	2,48	0,5
Ар 335 см, XI–XII вв.	78,5	9,2	2,31	0,55	4,19	1,58	2,50	0,5
Ар 345 см, XI–XII вв.	78,8	11,3	2,50	0,74	1,64	1,44	2,51	0,5

* См. примечание к табл. 27.

Содержание мышьяка в городских отложениях и почвах XVIII–XIX вв. может увеличиваться до 74 мг/кг, при кларке (среднем содержании в земной коре) – 2 мг/кг. Пользователи данного элемента разные, например кожевенное производство, борьба с домашними грызунами. Кроме того, в то время во всем мире широко применялись мышьяковые краски – яркие и стойкие, но сейчас выпуск их запрещен или резко ограничен.

Данные химических анализов свидетельствуют об активном накоплении в московских почвах меди. Среднее её содержание в земной коре (кларк) – 30 мг/кг, обычное содержание в подмосковных почвах резко пониженное: 3–15 мг/кг. В слоях XV–XVI вв. содержание меди доходит до 650 мг/кг. Медь, так же как и свинец, легкоплавка, ковка, легка в обработке. Источником поступления меди мог быть и широко применявшийся медный купорос.

Среднее содержание свинца в земной коре – 13 мг/кг, в исходных почвах оно было пониженным, а в исследуемых слоях доходит до 1321 мг/кг (XIX в.). Большой спрос на свинец в средние века и позже связан с его мягкостью, ковкостью, антикоррозийностью, высокой жидкоплавкостью. Свинец применялся для изготовления утвари, в строительстве. Свинцовые краски были известны с XV в. как кроющие, защищающие.

По результатам археолого-геохимических работ на Тверском бульваре установлено более высокое содержание свинца (450–900 мг/кг) в слоях средневековой Москвы, чем в современных почвах бульвара (119 мг/кг) (Alexandrovskaya, Alexandrovskiy, 2000; Александровская, Александровский, 2003). То же отмечено для содержания меди (350–1000 мг/кг при современных 99 мг/кг) и мышьяка (30–50 и 25 мг/кг, соответственно). Древние загрязнители нередко попадают в поверхностные слои во время земляных работ. При этом идет смешивание древних загрязнителей с современными, имеющими иные источники (автотранспорт и другие). Наблюдается кумулятивный эффект, проявляющийся в ряде случаев в постепенном нарастании загрязненности от ранних слоев к поверхностным.

Городской культурный слой и городские почвы – аккумуляторы и хранители огромного количества веществ, принесенных человеком с внегородских территорий.

Органическое вещество, главным источником которого является древесина, шедшая на строительство, в почвах и культурном слое в пределах Бульварного кольца накопилось в количестве $7,5 \cdot 10^5$ т. Это в 30 раз больше исходных запасов – $2,5 \cdot 10^4$ т. В пределах всей Москвы, по сравнению с исходным количеством, накопилось $6,5 \cdot 10^6$ т органического вещества (т.е. в 3 раза больше). Учитывая общую площадь городов (более 1%), сток углерода в культурный слой составил более 3% его запасов в педосфере.

Накопление $CaCO_3$ в почвах и культурном слое в пределах Бульварного кольца составило $1,5 \cdot 10^6$ т, а для всей Москвы – $1,5–2 \cdot 10^7$ т. Основную часть данных карбонатов составляют новообразованный кальцит (пирогенный и из остатков строительной извести). Сюда не входят достаточно большое количество $CaCO_3$ в виде обломков известняка и других более плотных остатков карбонатов, еще не преобразованных процессами почвообразования и выветривания, протекающими в исследуемой толще.

Накопление фосфора в культурном слое особенно велико. В итоге с интенсивным поступлением остатков органического вещества животного происхождения содержание экстрагируемого фосфора (по Кирсанову) в центральной части Москвы возросло в 100–200 раз (от 1–5 до 200–550 мг/100 г почвы). Для всей территории города его запасы возросли до $4 \cdot 10^4$ т (исходно менее $2 \cdot 10^3$ т). Значительно антропогенное накопление валового фосфора (однако за счет апатита и других минералов его много и в исходных породах и почвах). Только в пределах Бульварного кольца запасы P_2O_5 увеличились до $5 \cdot 10^5$ т, что более чем в 10 раз превышает таковые в исходных почвах. Большое накопление свинца, меди, мышьяка. В пределах Бульварного кольца содержание свинца увеличилось с $2 \cdot 10^1$ т до $2 \cdot 10^3$ т; в пределах всей Москвы – с $1–2 \cdot 10^3$ т до $3 \cdot 10^4$ т.

Направленность антропогенной эволюции почв техногенного этапа отличалась от таковой предыдущего исторического этапа. В пределах лесных и лесостепных ландшафтов проградационные явления, локально с элементами деградации (эрозия), сменились деградационными (выпахивание, некомпенсируемая эрозия, уплотнение загрязнения). В пределах степей юга России деградационный тренд сохранился и усилился.

Рассмотренные явления (процессы) антропогенной эволюции почв и ландшафтов исторического и современного этапов представляют собой часть общего процесса эволюции антропосферы.

ГЛАВА 6

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОПОЧВ

Палеопочвенные данные могут быть использованы для проведения реконструкций палеосреды разного характера. Так, в профиле погребённых почв можно найти пахотные горизонты или другие следы деятельности человека. Ценную информацию о почвенных и ландшафтных процессах, длительности их протекания и скорости можно получить при изучении болотных, эродированных, слаборазвитых (молодых) палеопочв. Важным направлением исследований являются палеопочвенные реконструкции истории климата и биоты в голоцене, которые и будут рассмотрены в настоящем разделе монографии. В последнее время данное направление исследований, находящееся на стыке палеогеографии, палеоклиматологии и палеопедологии активно развивается (Золотун, 1970, 1974; Александровский, 1972, 1983; Величко, Морозова, 1975; Иванов, 1978, 1992; Демкин, 1997).

Хронология голоцена

Хронология почвенных событий в голоцене строится преимущественно на данных радиоуглеродного и археологического датирования (Александровский, Иванов, 1990). Эталоном голоцена в палеогеографии является модифицированная шкала Блитта-Сернандера, привязанная к шкале времени по данным ^{14}C-датирования торфяников (Хотинский, 1977). Выше было показано (см. гл. 1), что традиционная радиоуглеродная шкала искажена в связи с колебаниями содержания ^{14}C в атмосфере. Предлагается новая хронология, исправленная путём калибровки радиоуглеродных дат (табл. 29). Хронология позднеледниковья приводится по (van der Plicht, 1999a).

Истинный возраст рубежей, определенный с помощью калибровки радиоуглеродных дат, существенно отличается от традиционного, принятого на основе обычных некалиброванных датировок. Поэтому и реальная продолжительность периодов, особенно пребореального и позднедриасового, отличается от принятой (см. табл. 30). Пребореальный период продолжался не 700, а 1140 лет, т.е. в 1,6 раза дольше, чем принято считать; Поздний Дриас – не 600, а 1260 лет (в 2,1 раза дольше). Из этого следует, что темпы природных событий в эти периоды были не такими высокими, как считают исследователи, пользующиеся обычными некалиброванными ^{14}C-датами.

При построении палеоклиматических реконструкций надо точно привязать полученные данные к шкале времени. При этом важно определить не только время погребения почвы и продолжительность её формирования, но и тот отрезок времени, педогенез которого характеризует почва или отдель-

Таблица 30

Рубежи голоцена: радиоуглеродный и календарный возраст, лет назад

Нескалиброванный ^{14}C-возраст			*Календарный (калиброванный)* ^{14}C-возраст		
период	начало периода	длительность	период	начало периода	длительность
SA	2700	2700	SA	2800	2800
SB	5000	2300	SB	5700	2900
AT	8000	3000	AT	8850	3150
BO	9500	1500	BO	10500	1650
PB	10200	700	PB	11640	1140
YD	10800	600	YD	12900	1260
AL	11800	1000	AL	14000	1100

ный её признак. Это время определяется типом почвы. Так, если палеопочва относится к типу дерново-подзолистой, можно утверждать, что до момента её погребения почвообразование более двух тысяч лет шло под пологом леса. Именно столько лет требуется для формирования зрелого текстурно-дифференцированного профиля. Сухостепные почвы изменяются быстро, в течение 1–2 сотен лет, и поэтому характеризуют меньший отрезок времени. Таким образом, почвы или отдельные их частные профили или признаки имеют свои различающиеся характерные интервалы реконструируемого времени или интервалы ретроспекции (подробнее см. в следующей главе). Интервал ретроспекции для такого показателя, как мощность гумусового горизонта палеочернозема, составляет около 500 лет, для глубины залегания карбонатов – 200–300 лет, для глубины гипса – 50–100 лет (срок, необходимый для существенного изменения данных показателей). У сухостепных почв эти интервалы заметно короче.

Реконструкции условий климата и растительности проводились нами на основании определения генетического типа почв и изучения наиболее показательных почвенных признаков. Для почв лесной зоны главным из этих признаков является величина проявления текстурной дифференциации. Она может быть оценена морфологически (кутаны иллювиирования в гор – те Bt и отбеленность в гор – те E) и аналитически (дифференциация профиля по содержанию фракции ила). Среди других признаков, используемых для реконструкции изменений климата: мощность и темнота окраски гумусовых горизонтов, содержание и состав гумуса, его запасы, наличие палеокротовин, глубина выщелачивания карбонатов. Для почв степи основные признаки: мощность и окраска гумусовых горизонтов, содержание гумуса и его запасы, уровень залегания карбонатов, гипса и легкорастворимых солей, запасы гипса и карбонатов, наличие и степень развития солонцовых признаков.

Количественные показатели климатических изменений определялись методом аналогий (Александровский, 1989). Для палеопочв, генетический тип (подтип) которых устанавливался по данным морфологических и аналитических исследований, выбирались современные аналоги. Затем сопоставлялись климатические показатели в районе объекта исследования и в ареале современного аналога палеопочвы. Подобный метод используется для

количественной оценки палеоклиматов плейстоцена и голоцена (Величко и др., 2004). Для получения количественных оценок использовался такой показатель, как соотношение мощности гумусовых горизонтов погребённых и фоновых почв (Александровский, 1983; Чендев, 2004).

Основные этапы почвообразования и изменения климата

При выделении этапов педогенеза и проведении реконструкций палеосреды нужно учитывать, следующее:

1. Изменения климата в голоцене складываются в результате наложения друг на друга колебаний разной продолжительности и амплитуды. Однако следует различать: 1) основные этапы, связанные с общей направленностью изменений климата – потеплением в первой половине голоцена и похолоданием во второй; 2) более короткие колебания (ритмичные или квазипериодичные). Основные и короткопериодные изменения имеют разную природу и по-разному проявляются в почвах.

2. Накопление палеопочвенной информации ведет ко все большей детализации и делению схем развития почв и среды на периоды и подпериоды. Но дробность схем не является их полным преимуществом. Известно, что почвы обладают разной инерционностью и способностью отражать (записывать) воздействия факторов. В изменчивых почвах успевают найти отражение быстрые колебательные изменения среды. На это указывают данные изучения сухостепных почв, профиль которых испытывает большие изменения на протяжении 100 лет (Борисов, 2002). Наоборот, в почвах лесостепи и лесной зоны, характеризующихся большей инерционностью, короткие периоды записываются не полно, зато реализуется важное свойство почв – способность давать усредненные (интегральные) характеристики отдельных интервалов педогенеза. Поэтому в данных почвах в большей степени отражены главные этапы развития географической среды. Вместе с тем и в тех, и в других почвах можно найти следы как постепенных, так и короткопериодных изменений.

3. При проведении палеоклиматических корреляций важно помнить, что у разных методов исследования разные возможности и что для изменений почв и среды характерны региональные различия. Поэтому сопоставлять результаты разных методов и проводить дальние палеоклиматические корреляции нужно с большой осторожностью.

В связи с вышесказанным проанализируем результаты наших исследований палеопочв Восточной Европы, а также литературные данные по этой и другим территориям умеренного пояса сначала для основных периодов голоцена, затем для этапов кратковременных и резких изменений среды и почв и после этого охарактеризуем их в целом.

Исследования палеопочв четко выявляют изменения климата и ландшафтов на двух палеогеографических рубежах: около 10,3 и 3,5 т.л.н. (*cal 11,7 и 3,75* т.л.н.). К первому рубежу относится резкое потепление на переходе от плейстоцена к голоцену, стабилизация поверхности, начало формирования современного голоценового почвенного покрова и системы географических зон Восточной Европы и всего умеренного пояса; ко второму – похолодание и увлажнение климата на переходе к позднему голоцену.

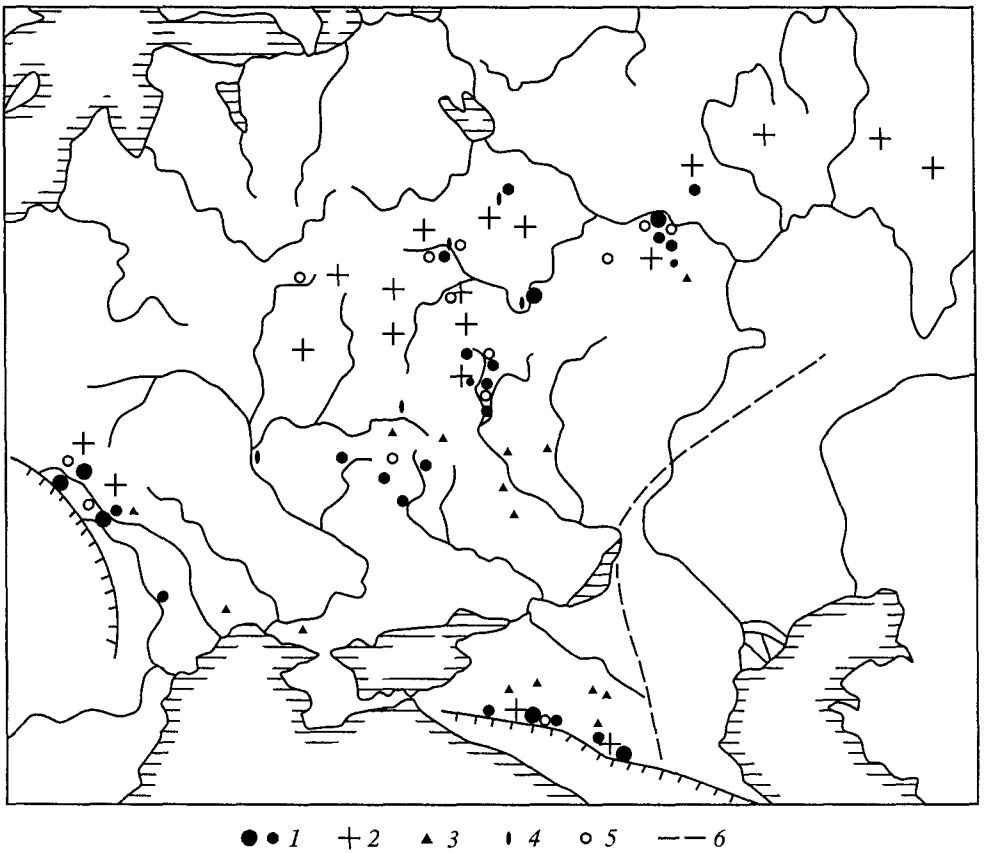


Рис. 36. Контрастная эволюция почв:

1 – погребённые чернозёмы AT- и SB-периодов в ареалах лесных почв; *2* – второй гумусовый горизонт; *3* – погребённые чернозёмы AT- и SB-периодов менее мощные по сравнению с фоновыми чернозёмами; *4* – погребённые черноземовидные почвы AT- и SB-периодов в пойме; *5* – погребённые серые лесные почвы SA-периода; *6* – граница между регионами с разным типом направленности изменений климата и педогенеза в голоцене

Палеопочвенные и палеоботанические данные показывают, что основные смены педогенеза и ландшафтов на переходе позднеледниковья к голоцену определялись изменениями температур. В голоцене тренды изменения ландшафтов и почв, за исключением северных широт, были обусловлены главным образом изменением увлажнённости климата.

Исследованные нами в лесостепи и прилегающих к ней обширных регионах лесной зоны палеопочвы однозначно свидетельствуют о нарастании увлажнённости климата от раннего голоцена к позднему. Выделяются три группы фактов, подтверждающие это. Первая и наиболее значимая из них представлена ранне-среднеголоценовыми чернозёмами (погребёнными под курганами бронзового века), которые в настоящее время находятся под лесами и резко отличаются от современных лесных текстурно-дифференцированных почв (рис. 36). Столь же очевидно на это указывают чернозёмы первой половины голоцена, погребённые под аллювием и современными лесными почвами (разрез Садгора). Увеличение

влажности климата в позднем голоцене достигает 200 мм осадков в год (Александровский, 1989). Сходные результаты об эволюции чернозёмов в серые лесные почвы центральной лесостепи получены Ю.Г. Чендевым (2004).

Нередко отмечается более поздняя смена степи на лес. Например, в ареалах серых лесных почв обнаружены чернозёмы, погребённые под насыпями оборонительных валов и курганов, созданных в IV в. до н.э и во II–III вв. н.э. Следовательно, влажность климата нарастала и в SA-период.

Отметим, что исследования подкурганных чернозёмов и тёмно-серых лесных (лесостепных) почв проясняют степное и лесостепное происхождение вторых гумусовых горизонтов, имеющихся в дерново-подзолистых и светло-серых лесных почвах, окружающих курганы. Отсюда почвы с аналогичным вторым гумусовым горизонтом, имеющиеся на других территориях в лесной зоне и лесостепи, представляют собой вторую группу фактов, указывающих на такое же смещение зон к северу и на рост влажности климата в позднем голоцене (см. рис. 36).

Таблица 31

Этапы развития почв и характеристика климата в голоцене по данным палеопочвенных исследований на Русской равнине

Схема Блитта–Сернандера (модифицир.)	Основные этапы развития почв		Климат и ландшафт
Период	лесной зоны и лесостепи	степи	
Субатлантческий, 2700/2800	оподзоливание, текст.-дифференциация,	накопление гумуса, выщелачивание	прохладный, влажный; еловые леса, нарастание
Суббореальный, 5000/5700	3500/3750 накопление гумуса,	менее мощные почвы, осолонце-	антропогенной трансф.
Атлантический, 8000/8850	карбонатов, солей; почвы максимально гумусированные, карбонатные; чернозёмы, серые лесные почвы максимально продвинулись	вание, окарбоначивание; периодически выщелачивание, накопление гумуса и осолодение	теплый, сухой; распространение степи и широколиственных лесов к северу; похолодания 5000–4500 и 8000–7800 л.н.
Бореальный, 9500/10500	к северу		умеренно-тёплый, сухой (континентальный)
Пребореальный, 10200/11650	первая стадия формирования подзолов и лювисолей	пararендзины/начало чернозёмообразования	резкое потепление (прохладный)
Поздний дриас, 10800/12900	седиментогенез, эрозия, мерзлотные процессы	мерзлотные	холодный (тундра-степь)
Аллерёд, 11800/14000	дерновые лесные (сугл.), первые подзолы (пески)	пararендзины	потепление (еловые и первые широколиственные леса)

Примечание. Начало периодов по некалиброванным и калиброванным ^{14}С-данным, лет назад

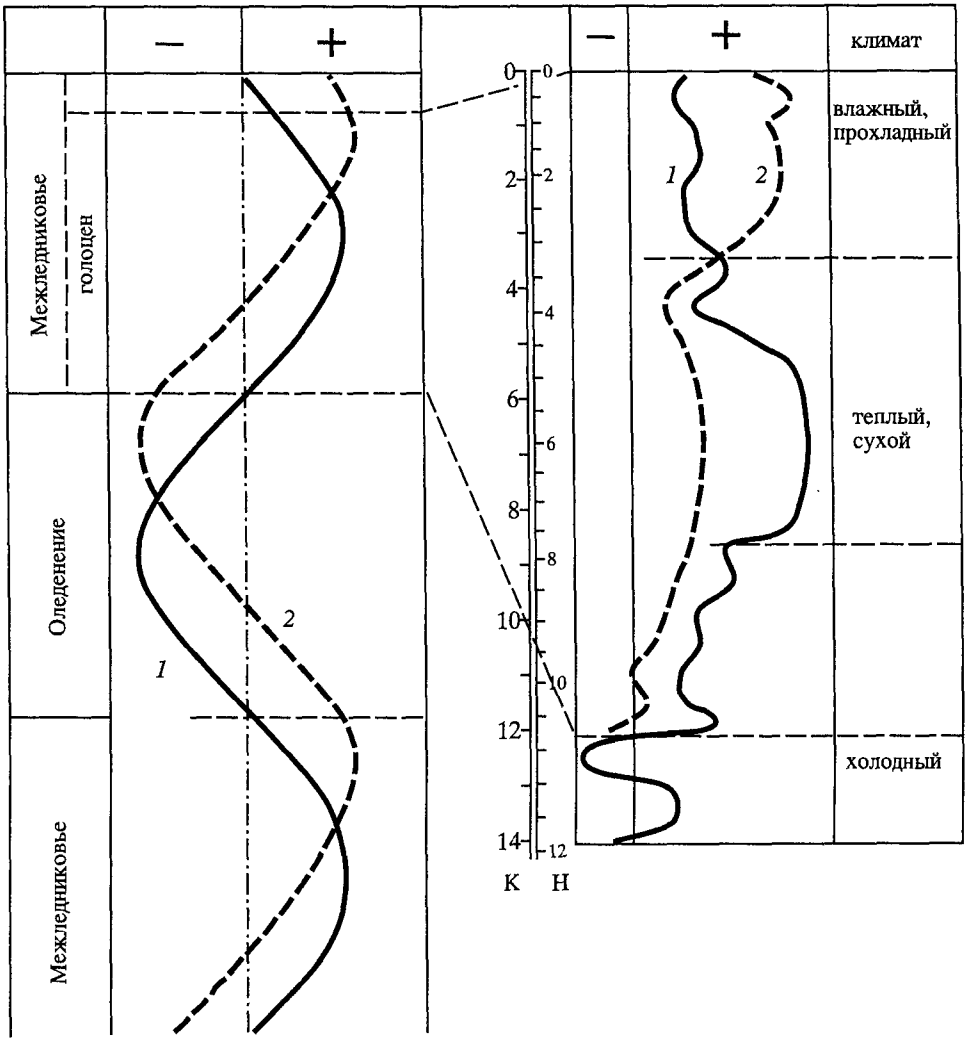


Рис. 37. Схема плейстоценового климатического ритма по В.П. Гричуку (1965): изменения температуры (*1*) и увлажненности (*2*) климата в голоцене и основные климатические периоды по Н.А. Хотинскому (1977); К – шкала календарного калиброванного времени; Н – шкала некалиброванного радиоуглеродного времени

К третьей группе фактов относятся среднеголоценовые чернозёмы, погребённые в поймах и балках, и вышележащие позднеголоценовые почвы лесного генезиса (Воропай, Куница, 1972; Сычёва, Узянов, 1987; наши данные). Эти почвы, в отличие от подкурганных, не являются столь же надежными свидетелями изменений климата. Они во многом отражают специфику развития ландшафтов балок и пойм и зависят от саморазвития флювиальных процессов.

Таким образом, основной тренд изменения климата в голоцене по данным исследований почв в лесостепи и на юге лесной зоны представляют три основные стадии: холодная в позднеледниковье, сухая 9(*10*)–3,5 т.л.н. и влажная 3,5(3,9)–0 т.л.н. (табл. 31). Это согласуется с общей схемой плейстоценового

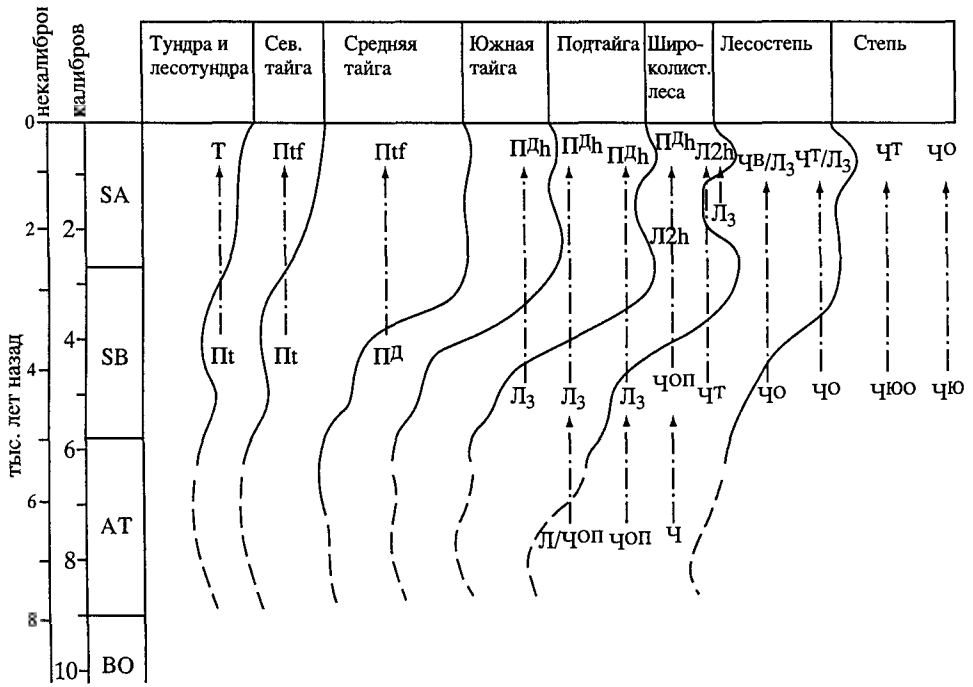


Рис. 38. Смещения природных зон и различные типы эволюции почв:

Т – тундровые почвы; Пt – подзолистые текстурно-дифференцированные; Ptf – то же, с палевым горизонтом; $П^{д}$ – дерново-подзолистые; $П^{д}h$ – то же, со вторым гумусовым горизонтом; $Л_2h$ – серые лесные со вторым гумусовым горизонтом; $Л_3$ – тёмно-серые лесные; $Ч^{оп}$ – чернозёмы оподзоленные; $Ч^{в}$ – чернозёмы выщелоченные; $Ч^{т}$ – чернозёмы типичные; $Ч^{о}$ – чернозёмы обыкновенные; $Ч^{ю}$ – чернозёмы южные; $Ч^{юо}$, $Ч^{в}/Л_3$ – комбинации почв

климатического ритма по В.П. Гричуку и Н.А. Хотинскому (рис. 37): на Русской равнине первая половина голоцена выделяется как фаза умеренной или дефицитной влажности, а вторая как гигротическая (Хотинский, 1975, 1977). С позднеголоценовым похолоданием связаны смещения границ ландшафтных зон и последовавшая затем эволюция почв (рис. 38).

В степных регионах основные периоды – холодный мерзлотный времени позднеледниковья и два голоценовых – проявляются не так контрастно. Тем не менее многие изученные нами объекты указывают на преимущественную засушливость климата степи в раннем-среднем голоцене и на увлажнение климата в позднем голоцене, проявившееся в проградации почв: увеличении мощности и выщелоченности чернозёмов и каштановых почв и местами превращении каштановых почв в чернозёмы.

Итак, большинство полученных нами палеопочвенных данных указывает на преимущественно засушливый характер климата АТ- и первой половины SB-периодов голоцена на значительной части Восточной Европы (Александровский, 1972, 2002). В юго-восточной части региона подобные тенденции ослабевают, так как здесь наблюдается переход к среднеазиатской области с иной направленностью изменений увлажнённости.

Для изменений увлажнённости климата характерны значительные региональные различия (Борзенкова, 1990, 1992). По данным В.А. Климанова

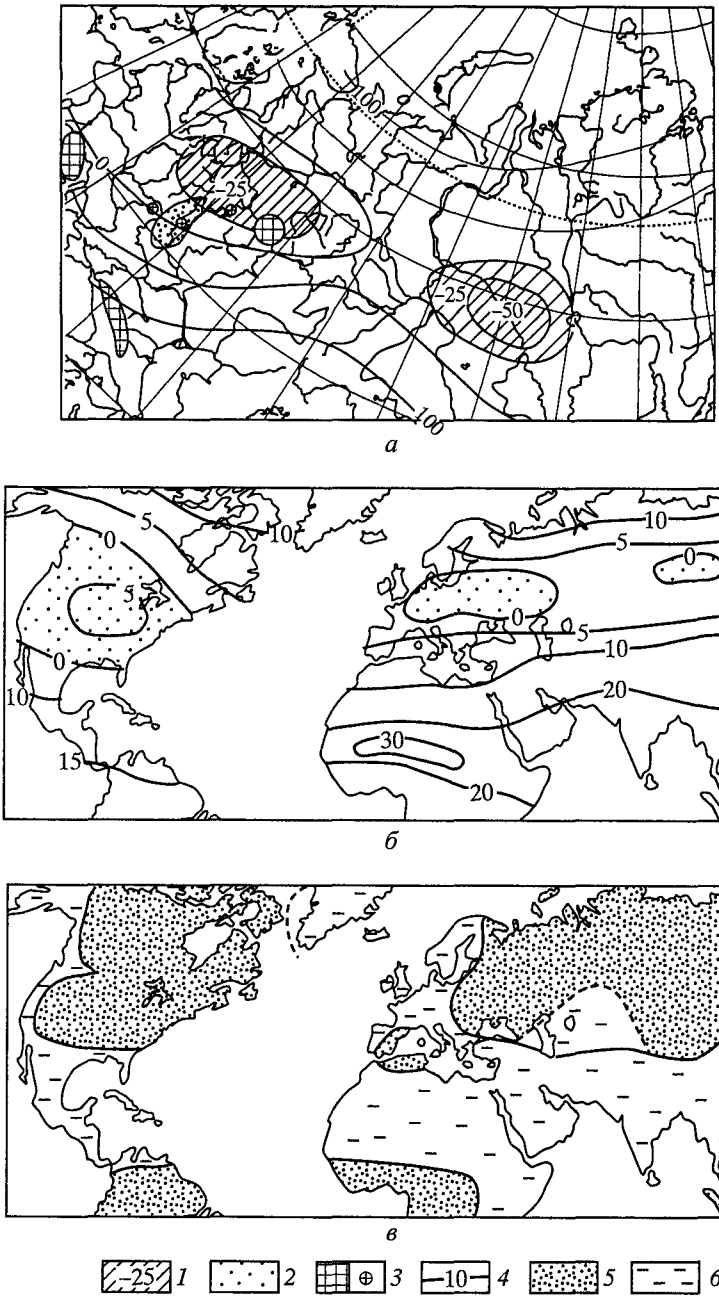


Рис. 39. Увлажненность климата в атлантический период голоцена:

а – аномалии годового количества осадков по Климанову (1996) с дополнениями: *1* – области отрицательных отклонений в мм/год; *2* – ареал отрицательных отклонений количества осадков по Серебрянной (1992); *3* – то же, по палеопочвенным данным авторов (–100–200 мм/год); *б* – по Борзенковой (1992, 2002); *в* – по Борисенкову, Пассцкому (2002) с дополнениями по Кислову (2005); *4* – аномалии годовых сумм осадков в см/год, *5* – климат суше современного, *6* – климат влажнее современного

(1996) в центральных районах Русской равнины от бассейна р. Вятки до верховьев Днепра во время климатического оптимума 6–5,5 т.л.н. количество осадков было меньше, чем в настоящее время на 25 мм в год, а в бассейне Средней Оби на 50 мм/год (рис. 39*а*). Еще больший ареал с пониженным количеством осадков 6–5 т.л.н. (от южного Урала до Ла-Манша) выделяет И.И. Борзенкова (2002). По её мнению, дефицит осадков характерен для внутренних районов континентов в основном в пределах умеренного пояса (см. рис. 39*б*). В субтропиках, наоборот, осадков в середине голоцена было больше. Палеопочвенные выводы, как наши, так и сделанные другими авторами, подтверждают, что ареал среднеголоценового дефицита осадков распространялся на юг до Кавказа (см. рис. 39*б*), а также занимал значительные пространства в Западной и Средней Сибири. Сходный ареал (см. рис. 39*в*) выделяют (Борисенков, Пасецкий, 2002).

В разных регионах увеличение влажности климата последних 6000 лет проявилось по-разному. В степях оптимальные условия для развития растительности и почв создались в позднем голоцене. Севернее, в лесных ареалах лесостепи и лесной зоне, оптимальным был средний голоцен, а в позднем усилилась деградация (оподзоливание) и заболачивание почв. На Кубани усилилась слитизация чернозёмов, в районе Майкопа текстурная дифференциация наложилась на профиль слитого чернозёма.

В связи с этим АТ-время предлагается называть термическим максимумом голоцена, так как понятие климатический оптимум применимо лишь для северных территорий.

Расхождения и сходство взглядов по проблеме изменения увлажнённости климата в голоцене состоят в следующем. Палеопочвенные и палеоботанические данные по умеренному поясу Северной Америки однозначно характеризуют средний голоцен как период засушливости климата относительно современности (Wright, Frey, 1965, Ruhe, 1974, Bradley, 1999; Борзенкова, 2002). Выводы по Западной Европе расходятся: палеоботаники определяют климат атлантического периода целиком как влажный, однако многие палеопедологи – как период пониженной увлажнённости (Laatsch, 1957; Bork, 1973). Другие видят климат этого времени влажным, а широко распространенные реликтовые чернозёмы, с которыми связаны неолитические слои, считают унаследованными от предыдущей степной стадии времени позднеледниковья или раннего голоцена (Ehwald et al, 1977). Причиной такого длительного сохранения чернозёмных степей эти авторы считают широко развитое неолитическое земледелие, препятствовавшее экспансии леса.

Также расходятся выводы исследователей по Восточной Европе и Сибири. У палинологов, палеоклиматологов и палеогеографов, наряду с мнением о повышенной влажности атлантического периода, имеются гипотезы о преимущественной засушливости климата этого отрезка времени (Герасимов, Марков, 1939; Серебрянная, 1976, 1992; Хотинский и др., 1994; Борзенкова, 2002). Палеопочвоведы, изучавшие почвы со вторым гумусовым горизонтом и другие палеопочвы юга лесной зоны Восточной Европы, Западной и Средней Сибири, в основном приходят к выводу о пониженной увлажнённости климата АТ-периода (Драницын, 1914; Хантулев, Гагарина, 1972; Караваева и др., 1985; Чендев, 2004; данные авторов). Результаты исследования палеопочв степи, по мнению одних авторов, свидетельствуют о влажном

климате АТ-периода (Иванов, 1992; Демкин, 1997), по мнению других – о преимущественной его засушливости по сравнению с современностью (Золотун, 1974; Сычёва и др., 1992; Хохлова и др., 1998; данные авторов). Отметим новые палинологические материалы, указывающие на повышенную засушливость климата АТ-периода и на юго-востоке Восточной Европы (Спиридонова, Алешинская, 1999).

Итак, климат АТ-периода как засушливый, сходно реконструируют и палинологи, и палеопедологи Северной Америки. Большинство исследователей Западной и Центральной Европы придерживается противоположной точки зрения, утверждая, что климат АТ-периода был влажным. Для Восточной Европы и Сибири характерно и то, и другое. Также отметим, что при анализе всех указанных территорий наибольшее единство взглядов обнаруживается среди палеопочвоведов, проводивших исследования в лесостепной и лесной зонах. По этим материалам климат атлантического периода для всех рассматриваемых регионов реконструируется как более сухой по сравнению с современным.

По нашему мнению, в пределах умеренного пояса происходило постепенное колебательное увеличение увлажнённости климата от раннего голоцена к позднему. Это сходно с мнением И.И. Борзенковой (1992, 2002) о большей сухости климата атлантического периода внутриконтинентальных территорий, мы считаем, что в пределах Евразии ареал отрицательных аномалий годовых сумм осадков был несколько шире предлагаемого И.И. Борзенковой (см. рис. 39) и ближе к таковому по Е.П. Борисенкову, В.М. Пасецкому (2002). Ареал распространялся на юг до Кавказа, а также далеко на восток (Александровский, 1972, 1988; Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969; Хантулев, Гагарина, 1972).

Южнее, в пустынях Средней Азии, многих районах субтропического и тропического поясов, в первой половине голоцена климат был более влажным, а во второй – более сухим. Об этом свидетельствуют различные палеопочвенные и палеоклиматические данные (Виноградов и др.,1969; Борзенкова, 1992, 2002; Bradley, 1999; Fleitmann et al., 2003).

Короткопериодные изменения почв и колебания климата

Кроме рассмотренных выше основных изменений климата и биоты в почвах пойм, балок, береговых дюн и других систем, записаны более короткие, вековые, длительностью до 1–2 тыс. лет.

Наряду с умеренными периодическими вариациями климата на фоне "центральной тенденции", происходили резкие кратковременные изменения разного типа (всплески или резкая смена "центральной тенденции"; Кислов, 2005), вызвавшие явления катастрофического характера: эрозию почв, засоление и деградацию, образование мерзлотных структур и трещин усыхания, а также развитие многих других быстрых процессов.

Роль климатических колебаний длительностью 1–2 тыс. лет в эволюции зональных почв была показана на примере лесостепи (см. гл. 3). Проявились эти колебания и в пределах других территорий. Причем, если результаты изучения зональных почв свидетельствуют об изменениях увлажнённости климата, то в сериях почв, погребённых в почвах речных пойм и днищ балок, отражены в основном изменения температур.

По данным пойменных почв выявлены следующие периоды активизации процессов накопления аллювия: около 10500, 8000, 6500, 4500, 2500, 500 л.н. (cal 12400, 8900, 7400, 5100, 2600, 500 л.н.). Предполагается, что в эти периоды понижались зимние температуры, почвы промерзали и увеличивался поверхностный весенний сток. Поэтому усиливалась эрозия почв и интенсивность поступления взвешенного материала на поверхность пойм в паводки (рис. 40).

По результатам анализа почв могут быть получены более определённые выводы о колебаниях увлажнённости климата на протяжении последних 5–6 т.л.н. (cal 6,5) (рис. 41). Пойменные погребённые почвы характеризуют весь голоцен. Причем периоды активизации аллювиальных процессов отвечают похолоданиям климата:

1. Аллерёд, 11,8–10,8 т.л.н.* (*cal 14,0–12,9*). Широко распространены палеопочвы аллерёда, имеющие возраст 11780 ± 290, 11260 ± 300 лет (почва п7 в пойме Москвы-реки). На междуречьях эти почвы встречаются часто, но их возраст может быть существенно омоложен (10300 ± 60, 9810 ± ± 160 л.н.), что связано с относительно небольшой глубиной их погребения и соответствует скорости омоложения гумуса на таких глубинах (Alexandrovskiy, Chichagova, 1998б). Часто почвы имеют хорошо развитый профиль, а на песчаных породах – признаки оподзоливания. Всё это указывает на существеннос потепление климата.

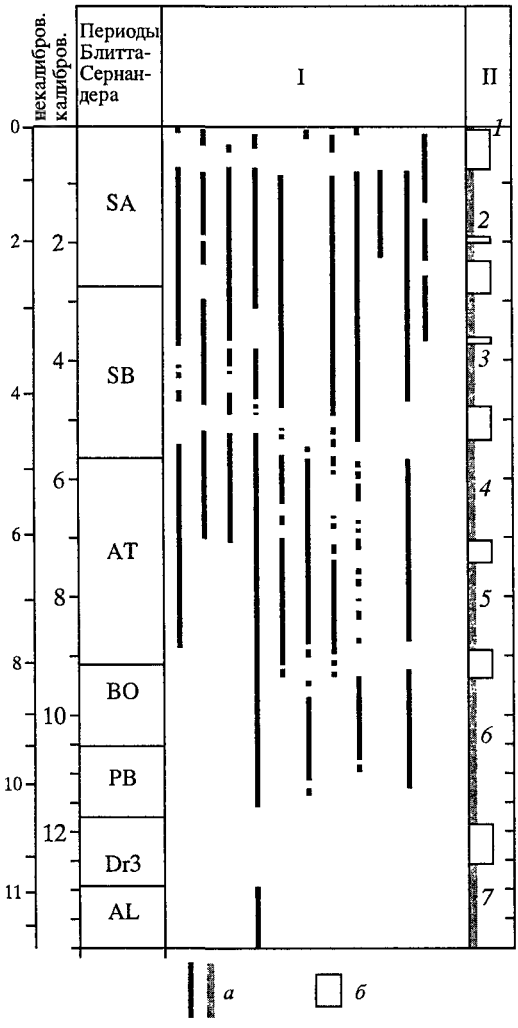


Рис. 40. Изменения климата по данным изучения пойменных почв:

а – периоды почвообразования; *б* – периоды аллювообразования; I – интервалы времени формирования почв в поймах рек Восточной Европы; II – основные периоды почвообразования (*1–7*) – тёплый климат и седиментации – холодный климат

2. Поздний дриас, 10,800–10,200 т.л.н. (*cal 12,9–11,64*). Похолодание позднего дриаса привело к нарушению профиля аллерёдских почв мерзлотными, солифлюкционными и делювиальными процессами. В это время или в начале пребореала происходит погребение почв в поймах.

3. Пребореальный период 10,2–9,5 т.л.н. (*cal 11,64–10,5*). Имеются признаки заметного увеличения увлажнённости климата в позднеледниковье или в пребореале. К этому времени предположительно относятся остатки

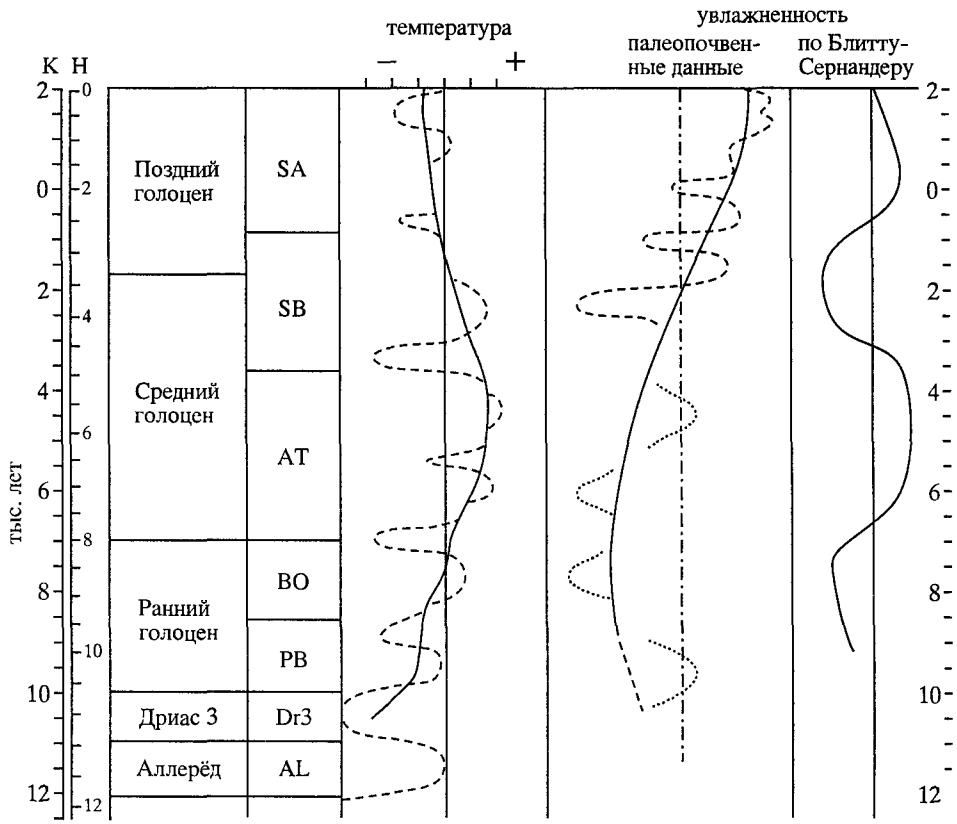


Рис. 41. Изменения климата Восточной Европы по данным исследования палеопочв К – калиброванная шкала времени (тыс. лет н.э. и до н.э.) ; Н – некалиброванная шкала (тыс. лет назад)

иллювиальных горизонтов Bt стадии лесного почвообразования, залегающие под среднеголоценовыми чернозёмами.

4. Бореальный период 9,5–8,0 т.л.н. (*cal 10,5–8,85*). Засушливость климата реконструируется по находкам погребённых чернозёмов в поймах (почва п6) и надпойменных террасах (8760 ± 310 и 8620 ± 260 лет).

5. Резкое похолодание климата относится к рубежу бореального и атлантического периодов около 8,0 т.л.н. (*cal 8,85*). Происходит погребение почв (п6) в поймах рек. Возможно возобновление мерзлотных процессов.

6. Атлантический период 8,0–5,0(4,7) т.л.н. (cal 8,85–5,7(5,4)). Два периода потепления и понижения увлажнённости климата 7,8–6,7 и 6,3–4,7 т.л.н. относятся к атлантическому периоду. Выделяются пойменные почвы (п5 и п4), местами чернозёмовидные, с большим количеством радиоуглеродных дат. Им соответствуют два "пограничных горизонта", свидетельствующие об усыхании торфяников (Хотинский и др., 1994). Они разделены периодом похолодания, возраст которого около 6,5 т.л.н. Кроме того, выделяется период кратковременного 200–300 лет, увлажнения климата, имевший место около 5,5 т.л.н. (*cal 6,3*). Максимальное наступание прерий на лес в Северной Америке около 7 т.л.н. (Bradley, 1999).

7. Раннесуббореальное похолодание климата 4,7(5,0)–4,2 т.л.н. (*ca*

5,3(5,7)–4,8) было очень сильным. Происходило максимальное развитие аллювиальных процессов и погребение почв (п4) в поймах многих рек. По нашему мнению, к этому времени относится образование мерзлотных клиновидных структур, заполненных материалом среднеголоценового второго гумусового горизонта. Вероятность криогенеза подтверждается результатами комплексных палеогеографических исследований (Величко и др., 1997). По данным палинологии, в это время в разных районах увлажнённость климата либо повышалась, либо понижалась (Климанов, 1994; Хотинский и др.,1989; Герасименко, 1997).

8. Период суббореального иссушения и потепления климата 4,2–3,7 т.л.н. (*cal 4,8–4,0*). Максимально высокие уровни карбонатного, гипсового и солевого горизонтов в почвах степи. Формирование пойменных почв, местами чернозёмовидных. Частично по возрасту им соответствует верхний "пограничный горизонт". Период отмечен миграциями племен степняков-скотоводов в пределы лесной зоны. Формирование почвы п3 в пойме рек. Максимально сухой климат 4,1–3,9 т.л.н. (*cal 4,55–4,35*).

9. Период увлажнения климата 3,7–3,0(3,2) т.л.н. (*cal 4,0–3,18(3,4)*). Первый заметный этап экспансии леса на степь с ярко выраженными признаками деградации чернозёмов и их превращения в лесные почвы. В почвах степи гумусонакопление, выщелачивание карбонатов, гипса и солей.

10. Уменьшение увлажнённости климата 3,0–2,7 т.л.н. (*cal 3,18–2,8*). (киммерийский период). Кратковременный этап наступания степи на лес и проградации почв. Проникновение киммерийцев и ранних скифов из степи в пределы лесной зоны.

11. Существенное похолодание и, возможно, увлажнение климата 2,7–2,4 т.л.н. (*cal 2,8–2,4*) Погребение почвы п3 под пойменным аллювием. Распространение лесов и основной этап миграции племен (городецкая культура) из лесной зоны в южную лесостепь.

12. Иссушение климата 2,4–1,8 т.л.н. (*cal 2,4–1,7*) – эпоха сарматов. Проградация лесных почв. Окарбоначивание почв степи. Начало формирования почвы п2 в пойме. Внедрение племен сарматов из степной зоны на север в пределы северной лесостепи.

13. Увлажнение климата 1,8–1,2 т.л.н. и новый этап наступания леса на степь. Формирование почвы п2 лесного генезиса в пойме.

14. Малый климатический оптимум 1,2–0,8 т.л.н. Проградация почв лесостепи. Местами начало погребения почвы п2 в пойме.

15. Малый ледниковый период 0,8–0,1 т.л.н. Максимальное распространение леса на степь, максимальная оподзоленность и текстурная дифференцированность почв в лесостепи и прилегающих районах лесной зоны. Наибольшая гумусность и максимальная выщелоченность степных почв. Этап активного накопления аллювия в пойме, погребение почвы п2.

В последние века в результате деятельности человека (сведение лесов, распашка) происходит антропогенная аридизация ландшафтов и почвообразования. На протяжении последних 150 лет это совпадает с направленностью климатических изменений на потепление и некоторое иссушение климата. Местами, однако, наблюдаются явления другой направленности, например распространение в последние десятилетия мочаров. Также по сравнению с серединой XX в. отмечается значительное расширение ареалов лугово-чернозёмных почв и сокращение ареалов чернозёмов. Эти и сходные с ними явления связаны с колебаниями увлажнённости длительностью 30–50 лет.

ГЛАВА 7

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВ

Современный дневной почвенный покров на основной части суши имеет голоценовый возраст. В полярных, субполярных и умеренных поясах (I, II, III), ограниченных широтой 40° (это более 30% суши), практически все почвы не старше голоцена. Существовавшие ранее почвенные покровы в периоды оледенений, в гляциальных и перигляциальных условиях, разрушались. В пределах субтропических поясов (IV, более 15% суши) есть более древние почвы. Однако голоценовых почв много и они даже преобладают, так как интенсивно идут процессы омоложения: склонового горного, вулканического, а при похолодании климата периода оледенений процессы денудации и седиментации еще более усиливались.

В пределах тропических поясов (V, около 20% суши) обширны пустынные территории с эоловым омоложением, также велики горные и вулканические районы, поэтому преобладают голоценовые почвы. Вероятно, доголоценовые почвы являются основными только в экваториальном и двух субэкваториальных поясах (VI, VII, около 30% суши). Но и здесь в обширных вулканических районах и на периферии субэкваториальных поясов, граничащих с тропическими пустынями, процессы омоложения весьма значительны. Вообще большая доля суши занята почвами на молодых флювиальных отложениях. Учитывая величину поясов I–III с молодыми почвами, широкое развитие процессов современного омоложения почв в поясах IV–VII и признаки изменений рельефа позднего плейстоцена (например, дюны и лёссы в Амазонии и др.), можно полагать, что доголоценовые дневные почвы занимают не более 30% суши.

Следовательно, именно *проблема голоценовой эволюции* почв является наиболее важной для понимания *пространственно-временной организации современного почвенного покрова* и имеет первостепенное значение для понимания *взаимоотношения почв и факторов географической среды.*

Для развития почв, как и географической среды, характерны те же закономерности – направленность, колебательность и региональные различия.

Направленность, заметна на всех уровнях пространственно-временной организации почвенного покрова. На уровне всей педосферы она выражается в прохождении ряда стадий – от первичного состояния, в момент выхода биоты на сушу Земли (силур), до современного, с постепенным необратимым нарастанием климатического, геологического и биоценотического разнообразия типов педогенеза и усложнением дифференциации почвенного покрова (Таргульян и др., 1986). Закономерности направленных изменений современного почвенного покрова (в основном голоценового) проявлялись

в развитии его структуры и изменениях профилей почв, протекающих в масштабах времени 10^3–10^5 лет.

Колебательные изменения не только осложняют ход общей направленности развития географической среды и педосферы, но во многом стимулируют их развитие. В основном они связаны с колебаниями климата. Так, чередование потеплений и похолоданий климата в ледниковые и межледниковые эпохи вызывали многократную перестройку географической среды, периодическую активизацию денудационно-седиментационных и криотурбационных процессов и, как результат, разрушение старых и формирование новых почвенных покровов. В течение голоцена происходили колебания климата меньших масштабов, но существенные и оказавшие заметное воздействие на развитие современных ландшафтов, почвенных профилей и почвенного покрова. Отмечаются определённые перестройки зональности, в основном миграционного типа. Например, во время оптимума голоцена имела место мощная экспансия зоны широколиственных лесов к северу (Величко, 2002).

Региональные различия в развитии и изменениях почв определяются литолого-геоморфологическими и биоклиматическими условиями. Так, смена климата на более влажный в таёжно-лесной зоне ведёт к заболачиванию и активизации деградационных процессов (оподзоливание, усиление олиготрофности). В степи же это ведет к оптимизации процессов (накопление гумуса, снижение засоленности). Похолодание позднего голоцена в пределах умеренного пояса вызвало увеличение увлажнённости климата; южнее, в субтропических и тропических регионах, особенно в пределах современных пустынь, полупустынь и сухих степей, – его иссушение. Следствием этого явилась разная направленность эволюции почв данных территорий.

Литология определяет направленность развития почв – эволюционные ряды.

Есть два основных типа эволюционных изменений почв: саморазвитие, проходящее в относительно стабильных условиях среды, и собственно эволюция, вызываемая воздействием внешних факторов.

Саморазвитие почв идет с замедлением скорости, что связано с затуханием скорости основных профилеобразующих процессов при их движении в сторону квазиравновесия. Максимальные значения скоростей обычны на начальных стадиях развития почв, когда профиль еще развит слабо и генетические горизонты только появляются – это время максимально неравновесного состояния почвы (по сути, породы) со средой. Затем по мере развития педогенеза неравновесность снижается, скорость его замедляется. Саморазвитие почв разделяется на следующие типы: а) *классический "нормальный"* – развитие профиля вглубь при стабильном положении поверхности; б) *денудационный* – верх профиля постепенно срезается, профиль углубляется в породу; в) *седиментационный* – за счет поступления твердого минерального материала на поверхность почвы профиль растет вверх, но его нижняя часть постепенно выходит из сферы почвообразования (Таргульян, 1982); г) *турбационный* и особо выделим направленный зоотурбационный тренд с выносом материала на поверхность почвы (Александровский, 1984); д) *гидрогенно-аккумулятивный* (Караваева, 1982).

В голоцене, как и в течение предыдущих межледниковий, тип "а" был основным (обязательным, "всюдным"); типы "б, в, д" проявлялись локально,

обычно на достаточно крутых склонах и в понижениях рельефа; тип "г" – почти повсеместно (интенсивность зависит от условий биоты). Процессы развития почв, относящиеся к данным типам, обычно сочетаются.

Характерное время саморазвития почв (для нормального типа "а") составляет 1500 лет для подзолов и 3000 лет для серых лесных почв. Характерное время появления диагностических горизонтов (E, Bt, Bf) у этих же почв, соответственно, 50–100 до 300–700 лет. Первые признаки почвообразования появляются через 5–20 лет с момента экспонирования породы факторам. Характерное время развития сверхмощных тропических подзолов достигает сотен тысяч лет. В целом и скорость, и характерное время развития почв возрастают от полярных областей к экваториальным.

Эволюция почв в голоцене протекает в зависимости от эволюции географической среды, характеризуется стадийностью и региональными различиями. Последние связаны с климатической зональностью и литогенной матричностью педогенеза (Грачева, 1993), а также мозаичностью антропогенных воздействий. Кроме того, эволюция голоценовых почв, занимающих бóльшую часть суши, управляется процессами со средними характерными временами (сотни – первые тысячи лет), но с участием более древних педолитогенных и педогенных признаков. Процессы с более длительными характерными временами здесь не успевают реализоваться, а быстрые процессы устойчивых признаков в профиле почвы не формируют.

Хроноряды почв демонстрируют важную черту педогенеза – достаточно строгую выдержанность скорости процессов и длительности прохождения этапов развития почвы от начальной стадии до зрелого состояния профиля. Особенно четко это прослеживается в течение первых двух тысяч лет. Замедление педогенеза на следующих стадиях – явление столь же закономерное. Выдержанность скоростей и характерных времен отличает процессы педогенеза от многих седиментационно-денудационных, биотических, гидролого-климатических и других ландшафтообразующих процессов и явлений, для которых в большей степени характерна разноскоростность. Вместе с тем выдержанность скоростей педогенеза, а также их детерминированность природными условиями позволяет по степени развития и строению почвенного профиля (при равенстве прочих условий – пород, рельефа, биоты) определять возраст почв и геоморфологических поверхностей.

Из сказанного можно сделать вывод, что развитие почв разного типа характеризуется не только определённым набором участвующих основных профилеобразующих процессов, но и *характерными скоростями* их протекания. Выдержанность скорости почвенных процессов четко проявляется во всех моделях педогенеза: нормальной, седиментационной и турбационной. Знания о характерном времени и характерной скорости процессов педогенеза, а также представления об их вариотемпности (по Геннадиеву, 1990) способствуют более строгому проведению реконструкций палеосреды.

Запись изменений природной среды в почвах

Почва является "зеркалом истории ландшафта", она отражает (записывает) историю географической среды в сложном комплексе признаков, имеющих разные характерные времена и глубины, отличается инситностью, усредненностью записи за достаточно длительные промежутки времени, по-

стоянной перезаписью истории среды. Такую запись можно назвать *суммарной обновляемой*. Иной тип записи у седиментов (Таргульян, Соколова 1996). Её можно назвать *послойной накапливающейся* (это классический тип записи для геологии). Неполнота записи свойственна обоим типам. Для первого (почвенного) она определяется процессами обновления и усреднения записываемой информации, для второго (геологического) – перерывами в седиментации.

Изменения среды в почве записываются усредненно во времени (интегрально), что позволяет оценивать условия среды не только на момент погребения почвы, но и на предшествующий промежуток времени – интервал ретроспекции (ретроспекция – обзор прошедших событий). Длительность интервала максимальна в суглинисто-глинистых почвах гумидных ландшафтов, уменьшается к аридным и более легкого состава. При усредненности во времени запись в почве дифференцирована в пространстве, что определяется её инситностью. Это также отличает почвенную запись от седиментационной и позволяет, например, по контурам лесных почв точно реконструировать былое расположение лесных массивов в лесостепи.

Инерционность – еще одна важная черта изменений почв, определяющая время, необходимое для того, чтобы почва перешла в другое состояние (тип, подтип); оно может быть названо характерным временем эволюции почвы. Это время определяется темпами основных профилеобразующих процессов и для почв гумидных территорий умеренного пояса составляет 500–1000 лет (дерново-подзолистые и серые лесные почвы), уменьшается в почвах аридных регионов до 100 лет и максимально во влажных тропиках.

Установлено, что в депрессиях рельефа полнота записи палеопочвеной информации увеличивается (Сычёва, 1999). Это обусловлено чередованием периодов развития почвы в нормальном и седиментационном трендах. Для почв и других природных объектов характерно сочетание разных трендов развития (нормального, седиментационного, турбационного и др.) при том или ином соотношении их интенсивности. Наиболее полно среда записывается в почвенном покрове (Горячкин, Козловский, 1996).

Седиментационная запись среды в осадочных отложениях имеет строгую временную последовательность – снизу вверх. Для почвенной записи характерна как прямая хронологическая стратификация признаков, так и обратная. Первая обусловлена тем, что верхние горизонты почв обновляются быстрее (чем выше, тем моложе). Однако развитие вглубь процессов иллювиирования, оструктуривания часто приводит к формированию молодых признаков на большей глубине. Так, лежащие на глубине гипсовые горизонты сухостепных почв динамичнее, чем вышележащие, карбонатные и гумусовые. Поэтому они могут отражать более поздние изменения среды и быть моложе, чем вышележащие признаки. В профиле дерново-подзолистых почв молодые гумусовые кутаны (380 лет по ^{14}C) обнаруживаются на глубине 1–2 м под вторым гумусовым горизонтом среднеголоценового возраста (Александровский и др., 1990). Такое явление – *хроно-стратиграфическая инверсия* признаков, должно учитываться при интерпретации палеопочвенных данных.

Запись среды в почве происходит не прямо, а через цепь процессов. В качестве примера приведем процессы в системе почва – географическая среда на границе лес/степь. Инициирующим фактором климатогенной эво-

люции ландшафтов и почв здесь являются изменения температур. Они вызывают изменения более важного фактора педогенеза – увлажнённости климата. Во-первых, при потеплениях и похолоданиях меняется испаряемость, что само по себе приводит к увеличению сухости или влажности климата. Во-вторых, колебания температур вызывают изменения циркуляции атмосферы, которые в разных регионах могут либо увеличивать, либо понижать увлажнённость климата. Так, в умеренном поясе среднеголоценовое потепление вызвало снижение количества осадков, позднеголоценовое похолодание его увеличение (Борзенкова, 1992; Bradley, 1999). В пустынях Средней Азии, субтропиков и тропиков, наоборот, в позднем голоцене стало значительно суше.

На следующем этапе рассматриваемого процесса с увлажнением климата степь превращается в лесостепь. В пределах степных участков лесостепи почвы изменились слабее. Но на участках смены степного почвообразования на лесное изменения почвенного профиля были кардинальными. Причём особенно резко почвы эволюционировали на лёссах. На выходах же карбонатных и красноцветных пород даже при смене степи на лес контрастность эволюционных смен была меньшей. Также отметим, что растительность воздействует на почвы не прямо, а через изменения биокруговорота, теплового и водного режимов почв. Таким образом, можно выделить ряд последовательно включающихся факторов: температура – увлажнённость климата – растительность – состав пород (выступает как буфер) – водный режим (микроклимат почв) и биокруговорот, которые при сложении усиливают процессы эволюции почв.

Подобное сложение (умножение) факторов ведёт к интенсификации процессов и увеличению контрастности эволюции почв. Более того, в условиях быстрых исходных воздействий и столь же быстром включении "факторно-процессной цепи" развитие ландшафтных и почвенных процессов может стать очень резким и даже катастрофическим. Наоборот, при прерывании подобных "факторных цепей", а также в условиях "литогенной буферности" происходит торможение процессов. Для голоцена, отличающегося относительно небольшими колебаниями климата, в большей степени характерны постепенные и нерезкие изменения почв. Контрастные изменения почв проявляются в основном на таких важных ландшафтных рубежах, как лес/степь и др. Они характерны и для районов активных антропогенных воздействий на почвы и географическую среду.

Представления о необратимости-обратимости процессов эволюции и динамики систем различаются. Даже для функционирования геосистем выделяются необратимые компенсируемые процессы (Люри, 1991). В таком случае эволюционные процессы должны быть заведомо необратимыми. Вместе с тем материалы, рассмотренные в предыдущих главах, показывают, что для эволюции почв наряду с необратимыми законченными характерны и обратимые процессы с восстановлением исходного состояния (конечно не полностью тождественного исходному).

Проведенные исследования эволюции почв свидетельствуют о слабой потенциальной устойчивости большинства почв к природным и антропогенным воздействиям. В целом на территории большей части умеренного пояса на рыхлых отложениях преобладают относительно быстро и очень быстро изменяющиеся почвы.

В связи с разной устойчивостью и изменчивостью почв и разной их способностью записывать и сохранять информацию можно выделить следующие группы почв:

I. Быстро эволюционирующие, но с быстрым стиранием прежних свойств (песчаные подзолы, глееземы, горные почвы).

II. Относительно быстро и контрастно эволюционирующие и сохраняющие реликтовые признаки (серые лесные и частично дерново-подзолистые, солонцы, пойменные почвы).

III. Относительно быстро, мало- и среднеконтрастно эволюционирующие почвы (чернозёмы, каштановые, бурые аридные, подзолистые и, частично, дерново-подзолистые) со слабовыраженными реликтовыми признаками.

IV. Очень слабо эволюционирующие почвы, обладающие литогенной устойчивостью (рендзины, бурозёмы), – относительно стабильны в голоцене.

Из перечисленных только почвы II группы изменялись контрастно, так как были приурочены к динамичным климатогенным ландшафтным и почвенным экотонам. Почвы III группы потенциально изменчивы, однако оказались за пределами экотонов. Они, как и почвы II группы, способны записывать и сохранять информацию об изменениях процессов и факторов среды. Это свойство почв можно назвать меморностью (от memory – память).

Закономерности эволюции почв и географическая среда

Основными независимыми факторами эволюции почв являются изменения климата и деятельность человека. *Изменения климата* – важнейший фактор эволюции почв и географической среды. Изменения биоты – также важный фактор, но в основном подчиненный воздействиям климата. *Деятельность человека* характеризуется большим разнообразием прямых и косвенных воздействий на почвы и их антропогенных изменений. Косвенные воздействия (природные процессы, спровоцированные человеком) осуществляются через трансформацию биоты, процессы седиментации, эрозии. Среди прямых воздействий наиболее распространены пахотные, а наиболее интенсивны воздействия на придорожные и городские почвы (Александровская, 1985, 1996; Александровская и др., 2000, 2001, 2002; Александровский и др., 1997а; Alexandrovskaya et al, 2000, 2001, 2002).

Отчасти независимый фактор эволюции почв – саморазвитие болот (Караваева, 1982). Оно вызывает изменения почв или их превращение в "полупочвы" – мощные торфяники на обширных территориях. Рельеф и почвообразующие породы являются факторами дифференциации почвенного покрова в пространстве, но сами они генерируют изменения почв во времени лишь в редких случаях. Роль тектоники, как фактора эволюции почв, мала, так как скорости современных движений земной коры невелики. Они могли проявиться в тропических и экваториальных регионах, где возраст почв достигает сотен тысяч и миллионов лет. Сильнее на педогенез влияют процессы седиментации и денудации: эоловые, аллювиальные и др., в разной степени связанные с изменениями климата. Изменения уровня морей и озёр заметны в относительно узкой прибрежной полосе.

Почвы способны относительно быстро изменяться вследствие климатических, антропогенных и других воздействий, но в пределах определённых

эволюционных рядов, рамки которых обусловлены в основном литологией и рельефом. Можно выделить ряды: климатической эволюции суглинистых и песчаных почв; пойменного педогенеза; заболачивания; исторической антропогенной эволюции; агрогенной трансформации почв и их восстановления; эволюции городских почв.

Достаточно полно изучен ряд климатической эволюции суглинистых почв. Он соответствует зональному ряду: тундровые – подзолистые – дерново-подзолистые – серые лесные – чернозёмы – каштановые – бурые аридные почвы. Имеются многочисленные примеры превращения каштановых почв в чернозёмы, чернозёмов в серые лесные и даже в дерново-подзолистые почвы (максимально возможная амплитуда изменений), а также других эволюционных изменений почв, происходивших в пределах данного ряда. В большинстве случаев эти изменения были невелики, чаще всего почвы менялись на подтип. Они были направлены в сторону почв. сформированных в более гумидных и холодных условиях среды. Направленность изменений почв в ряду исторической антропогенной эволюции была противоположной.

Явления эволюции почв могут быть соотнесены и с пространственным рядом песчаных почв: подзолы карликовые иллювиально-железистые – подзолы иллювиально-железистые – дерновые песчаные почвы. Эволюция малоконтрастная, обратимая. Еще один эволюционный ряд может быть выделен для пойм: дерновые слоистые – дерновые (луговые) – автономные почвы. Эволюция контрастная, преимущественно необратимая.

За время голоцена переходы из песчаных почв в суглинистые невозможны. Но в тропических и субтропических регионах установлены случаи превращения грубых, скелетных почв в суглинисто-глинистые, в результате процессов выветривания. Для этого необходимы относительно стабильные условия педогенеза в течение сотен тысяч лет. Подобные условия на территориях выше 45° северной широты вряд ли существовали.

При колебаниях климата разной длительности и амплитуды и связанных с ними сменах растительности почвенные свойства изменяются дифференцированно. Более устойчивые свойства успевают отреагировать только на самые длительные воздействия факторов, подвижные испытывают неоднократные колебания. В итоге, по мере развития почвенного профиля в нем, помимо медленно изменяющихся свойств и частных профилей, периодически создаются и бесследно исчезают новые комбинации изменчивых почвенных признаков. Это явления динамики почв, почти полностью обратимые и занимающие промежуточное положение между процессами функционирования и эволюции. Так, облик современных почв окончательно сформировался в течение недолгих 700 лет похолодания и увлажнения климата времени "малого ледникового периода" XIII–XIX вв. В прошлом при наложении признаков почвообразования более засушливого этапа на комплекс признаков предшествующей гумидной стадии могли возникать иные сочетания признаков и горизонтов. Например, наложение карбонатных новообразований на текстурно-дифференцированный профиль (Александровский, 1997).

Концепции эволюции почв. Анализ литературных источников (Геннадиев, 1990 и др.) позволяет выделить следующие группы концепций:

1. Контрастной палеоклиматической эволюции почв (Золотун, Александровский, Иванов). Движущей силой при этом являются изменения климата, вызывающие на больших территориях синхронно-периодические явления

эволюции почв. Эти явления, в отличие от локальных и асинхронных, связанных с другими факторами (тектоника, человек), могут быть сопоставлены с этапами развития климата и биоты и представлены в виде определённой пространственно-временнóй системы. Использование методов датирования дает возможность определять скорости процессов.

2. Однонаправленного поступательного развития почв (Ковда, Дюшофур, Маданов), причиной которого является развитие самого почвообразования вне связи с изменением внешних факторов. Это по сути концепция саморазвития, начало ему положено исходным импульсом – выходом из стадии обводнениях др. Ход изменения параметров почвенных систем во времени обычно не исследуется.

3. Малоинтенсивного почвообразования (Корр, Ehwald, Макеев, Соколов), когда большая часть почвенных признаков и горизонтов современного профиля переводится в разряд литогенных и относится к доголоценовому времени.

Стадийность голоценового педогенеза

Развитие почв всегда проходит через ряд стадий. Причем стадии саморазвития характеризуются в основном постепенностью изменения профиля, но для стадий эволюции почв, как климатической, так и антропогенной, характерны периоды ускорения почвообразовательного процесса и относительной его стабилизации (Геннадиев, 1988, 1990).

Почвы и почвенный покров Восточной Европы и всего умеренного пояса прошли ряд стадий развития, связанных со сменами климата и биоты (Александровский, 1995). К ним, в первую очередь, относятся изменения почвенного профиля, касающиеся нормальной модели развития педогенеза. Большую роль в начале и конце голоцена сыграли изменения интенсивности эрозионно-седиментационных процессов (рис. 42).

Существенные изменения почв и почвенного покрова проходили в раннем голоцене. В это время из пород, местами включавших слаборазвитые почвы, сформировались хорошо развитые почвы, близкие современным. Затем в течение термического максимума голоцена потенциал климата и биоты был выше, но поскольку почвенные профили были уже зрелыми, интенсивность изменения почв снизилась. Переход к позднему голоцену, характеризовавшийся одним или несколькими похолоданиями климата, отмечен некоторой интенсификацией процессов эволюции почв, имевшей региональные различия.

Для территории Восточной Европы и других равнин умеренного пояса выделяются следующие, присущие всем почвам (облигатные), периоды голоценового педогенеза (см. рис. 42):

1. Период прерывистого мерзлотного педогенеза – переход от позднего плейстоцена к голоцену – характеризовался резкими колебаниями климата, чередованием периодов активизации почвообразования и денудационно-аккумулятивных процессов; сохраняется гиперзональная (по Величко, 1973) структура ландшафтов; преобладают мерзлотные почвы со слаборазвитым профилем. Реликты этого периода – погребенные гумусо-аккумулятивные профили без признаков текстурной дифференциации, в большинстве случаев нарушены делювиально-солифлюкционными процессами.

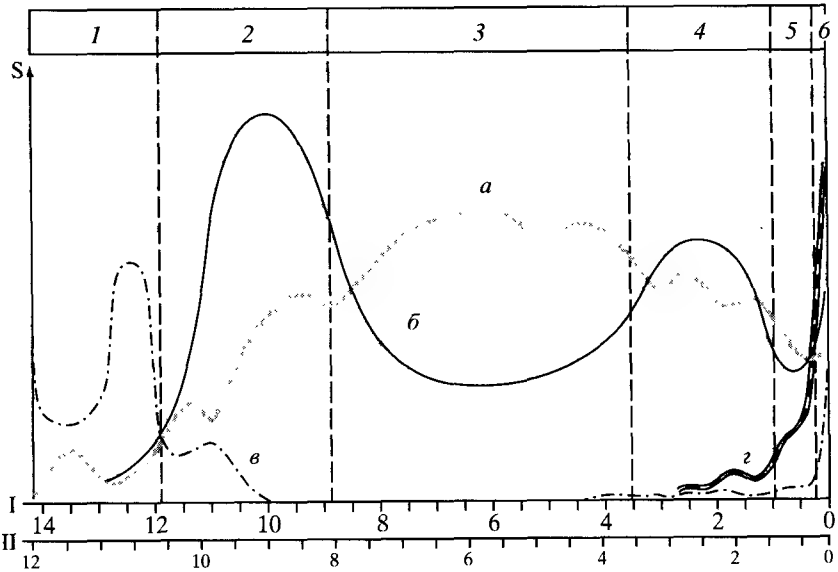


Рис. 42. Стадии голоценового педогенеза:

а – почвообразующий потенциал среды; *б* – изменения почв; *в* – интенсивность денудационно-седиментационных процессов; *г* – проявления исторической антропогенной и антропотехногенной эволюции почв; *1* – мерзлотных слаборазвитых почв; *2* – формирования развитых почв; *3* – стабилизации почв; *4* – климатической эволюции; *5* – исторической антропогенной и *6* – антропо-техногенной эволюции почв; S – интенсивность явлений; I – шкала календарного калиброванного времени; II – шкала некалиброванного радиоуглеродного времени

2. Период раннеголоценового становления почвенного покрова – ранний голоцен 10,3 – 8 т.л.н., (*cal 11,9–8,8*) – потепление климата, развитие растительного покрова, затухание денудационно-аккумулятивных процессов, стабилизация поверхности; становление полноразвитых почв и почвенного покрова (через ряд стадий саморазвития) параллельно со становлением современных зональных ландшафтов; выщелачивание материнских пород. Это время наиболее сильных изменений почв (см. рис. 42). Однако реликты данного периода сохранились слабо: преобладала развивающая и стирающая эволюция почв.

3. Период стабильного состояния почвенного покрова – средний голоцен 8–5(3,5) т.л.н., (*cal 8,8–5,7(3,9)*) – теплый климат при наличии непродолжительных похолоданий ~ 4,5 т.л.н. (*cal 5*) и потеплений и колебаний увлажненности. Относительно устойчивое состояние ландшафтных зон (при максимальном продвижении их к северу) и квазиравновесное состояние почв, в конце периода стабилизация пойм и выход их местами из пойменного режима.

4. Период климатической (биоклиматической) эволюции почв – поздний голоцен, 3,5–1 т.л.н. (*cal 3,9–1*) – похолодание климата, экспансия леса на степь, тундры на лес, опускание высотных поясов в горах. Эволюция части среднеголоценовых чернозёмов в серые лесные почвы, части серых и тёмно-серых лесных почв в дерново-подзолистые, усиление заболачивания в тайге, наложение тундрового почвообразования на таежное по северной границе лесной зоны. Эволюция наложенная и трансформирующая.

5. Период исторической антропогенной эволюции почв 1(2)–0,3 т.л.н. Постепенное распространение антропогенных воздействий, преимущественно косвенных, например через изменение биоты. Вырубка лесов, вызвавшая наступание степи на лес, трансформация части серых лесных почв в черноземы. По проявлениям признаков полигенеза ИАЭ-почв нередко сходна с естественной, но в почвенном покрове в большинстве случаев она выражена локально.

6. Период антропо-техногенной эволюции почв 0,3–0 т.л.н. Распространение прямых воздействий на почвы: агротурбаций, эрозии, загрязнения и деградации почв, создание урбоземов и других антропо-техногенных почв. Выделяются современные процессы эволюции и динамики почв: дегумификация, усиление эрозии, дефляции при распашке и выпасе; заболачивание на вырубках; слитизация; климатогенное заболачивание, олуговение, развитие мочаров и рассоление; автоморфное осолонцевание в результате эолового привноса солей; пирогенное окарбоначивание. Все это ещё более усложнило почвенный покров.

Почвенный покров Восточной Европы на трех основных хроносрезах педогенеза в голоцене

Основываясь на фактах по эволюции почв и палеогеографии голоцена, но главным образом на данных изучения точно датированных палеопочв, нами составлены карты почвенных покровов на три хроносреза (Александровский, 1995): 9500 л.н. (*cal 10500*), т.е. на время через первые 500–1000 лет после начала почвообразования в голоцене (на юге региона педогенез мог начаться несколько раньше); 5000 л.н. (*cal 5700*) – времени термического максимума голоцена; 1000 л. н. – времени до начала интенсивных антропогенных воздействий на почвы.

1. Реконструкция почвенного покрова 9500 л.н. (*cal 10500*) (рис. 43*а*) гипотетична. Поэтому использовались в основном косвенные палеографические данные и составленная А.Н. Геннадиевым (1990) карта современного этапа почвообразования. Она показывает, что если бы современный почвенный покров начал развиваться 800–1000 л.н., то был бы представлен незрелыми почвами, чаще всего сильно отличающимися от современных зональных. Столь же незрелые и специфичные почвы слагали почвенный покров 9500 л.н. (табл. 32).

2. Почвенный покров термического максимума голоцена 5000 л.н. (*cal 5700*) представлен зрелыми почвами, сходными с современными, но их распространение отличалось от современного. Так, на месте части тундровых почв располагались подзолистые, на месте части дерново-подзолистых почв – серые лесные, на месте части серых лесных – чернозёмы выщелоченные и оподзоленные; был еще невелик ареал черноземов типичных (см. рис. 43*б*).

3. Почвенный покров 1000 л.н. был близок к современному (см. рис. 43*в*). Некоторые его отличия определялись не столько особенностями биоклиматических условий, сколько ещё слабым проявлением антропогенной прогрессивной деградации почв того времени. Поэтому на месте части дерново-подзолистых почв были распространены подзолистые почвы, на месте части чернозёмов выщелоченных и оподзоленных – серые и тёмно-серые лесные почвы.

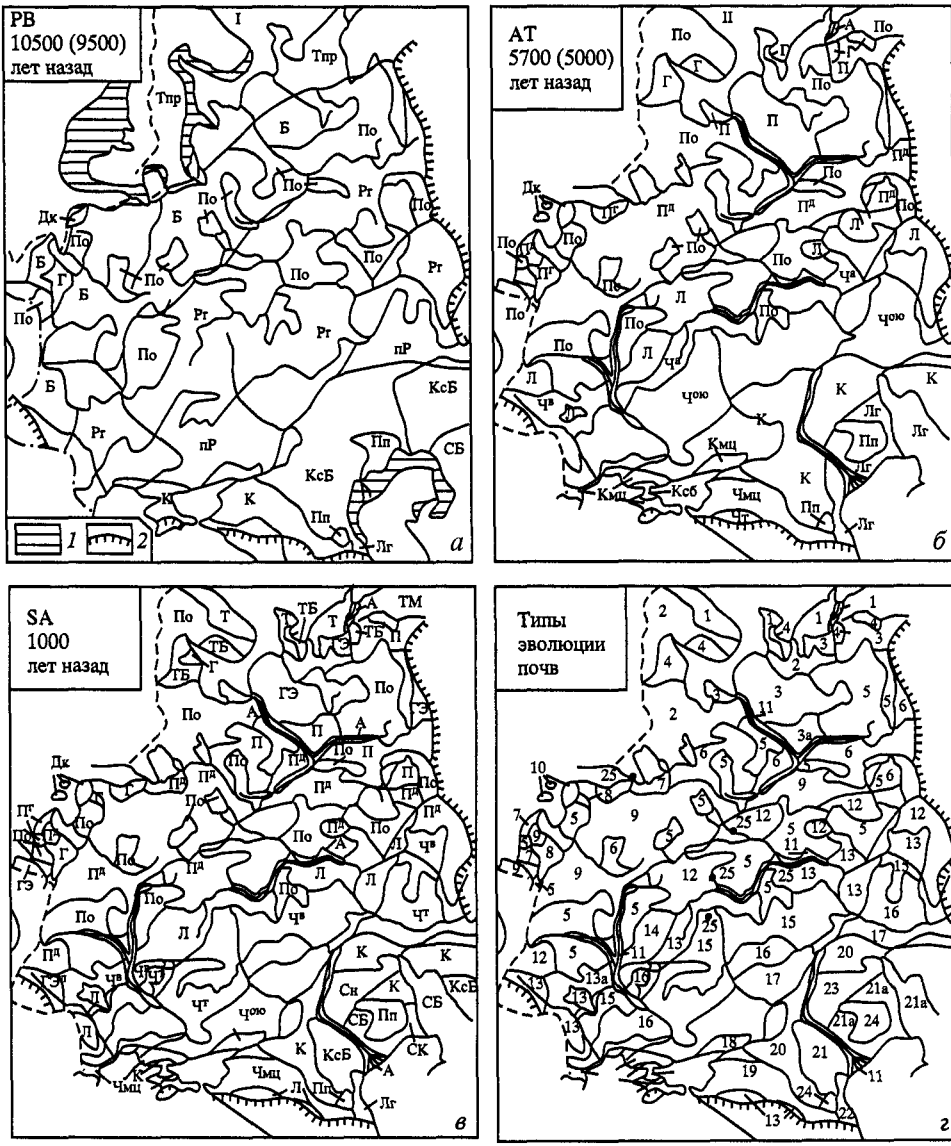


Рис. 43. Почвы Восточной Европы:

а – в начале голоцена (*1* – области морских трансгрессий, *2* – горы); *б* – во время термического максимума; *в* – в современный период (доантропогенная стадия) и *г* – типы эволюции почв; время дано по калиброванной шкале времени (в скобках по радиоуглеродной некалиброванной шкале); расшифровку индексов почв и типов их эволюции см. табл. 32

Анализ данных карт показал, что на песках лесной зоны в течение голоцена без особых изменений развивались подзолы и неоподзоленные альфегумусовые почвы (подбуры и др.). Основные изменения почвенного покрова происходили в ареалах с суглинистыми и глинистыми почвообразующими породами. Особенно заметны они в лесостепи и прилегающих к ней районах лесной зоны, где на больших территориях сменялись чернозёмы, серые лесные, дерново-подзолистые и другие почвы. В степной и пустынно-степ-

Таблица 32

Региональные типы эволюции почв Восточной Европы (1–25)

№	Периоды голоцена			№	Периоды голоцена		
	РВ	АТ	SA		РВ	АТ	SA
1	Тпр	По	$Т(Т^{М})$	14	По	Л3	Л2
2	Тпр	По	По	15	Рг	$Ч^{оюв}$	$Ч^{в(оп)}$
3	Тпр(Б)	П	П(ГЭ)	16	пР	$Ч^{оют}$	$Ч^{т}$
4	Тпр	Г	ТБ	17	пР	К	$Ч^{ою}$
5	По	По	По	18	К(пР)	$К^{мц}$	$Ч^{мц}$
6	Б(Рг)	$П^{д}$	П	19	К(пР)	Чмц	$Ч^{мц}(Ч^{в})$
7	П	$П^{д}$	$П^{г}$	20	К(пР)	К	$К(К^{сн})$
8	Б	$П^{г}$	Г	20а	К(пР)	КсБ(Лг)	К
9	Б(Рг)	$П^{д}$	$П^{д}$(ГЭ)	21	КсБ(Лг)	К(Лг)	КсБ
10	$Д^{к}$	$Д^{к}$	$Д^{к}$	21а	К(Лг, СБ)	Лг(СБ)	К(СБ,Ск)
11	(А)	А	А(П,Л,Ч)	22	Лг	Лг	Лг
12	Рг(Б)	Л	$П^{д}$(hh)	23	КсБ	К	Сн
13	Рг(Б,К)	$Ч^{в}(Ч^{т})$	$Л(hh)/ГЭ^{л}$	24	Пп(Лг)	Пп(Лг)	Пп
13а	Рг(Б)	$Ч^{в}(Ч^{т})$	$Ч^{в}$ + Л	25	Почва		Урбозем

Примечания: Названия почв даны индексами по периодам голоцена: пребореальный – РВ(*cal 10500* л.н.); атлантический – АТ(*cal 5700* л.н.); субатлантический – SA(*cal 1000* л.н.).

Номера соответствуют показанным на рис. 43-IV. Почвы: Т – тундровые; Тпр – тундровые примитивные; $Т^{м}$ – тундровые мерзлотные; Б – бурозёмы; Рг – регосоли; Дк – дерново-карбонатные; пР – пararендзины; ГЭ – глееподзолистые, часто торфянистые; ТБ – торфяно-болотные; По – подзолы железистые и железисто-гумусовые, часто торфянистые; П – подзолистые; $П^{г}$ – подзолистые торфянисто-глеевые; Г – глеевые лесные и лугово-лесные; $Д^{к}$ – дерново-карбонатные (рендзины); $П^{д}$ – дерново-подзолистые; $П^{п}$(hh) – то же, со вторым гумусовым горизонтом; Л – серые лесные; $Л_3$ – темно-серые; $Л_2$ – серые и светло-серые; Л(hh) – то же, со вторым гумусовым горизонтом; $Г^{эл}$ – глееэлювиальные (псевдоглеи, псевдоподзолы); $Ч^{в}$ – чреноземы выщелоченные; $Ч^{оп}$ – чернозёмы оподзоленные; $Ч^{т}$ – чернозёмы типичные; $Ч^{ою}$ – чернозёмы обыкновенные и южные, местами солонцеватые; $Ч^{мц}$ – черноземы мицллярно-карбонатные; $К^{сн}$ – тёмно-каштановые и каштановые, преимущественно солонцеватые; К – то же, местами солонцеватые и солончаковатые; КсБ – светло-каштановые и бурые пустынно-степные; $КсБ^{сн}$ – то же, солонцеватые; СБ – серо-бурые пустынные; Лг – луговые; Ск – солончаки; Сн – солонцы; А – пойменные аллювиальные; Пп – пустынные песчаные. Урбозем – городская почвопорода. В скобках даны индексы почв, имеющих подчиненное распространение.

ной зонах изменения чернозёмов, каштановых и бурых пустынно-степных почв были умеренными, но эволюция солонцов выражена контрастно. В пространственных различиях изменчивости почв проявляется литогенная матричность почвенного покрова, хорошо выраженная на зонально-провинциальном уровне. На уровне структур почвенного покрова большее значение приобретает дифференциация литоосновы по условиям рельефа.

Типы эволюции почв

На основе анализа карт 3-х основных хроносрезов почвенного покрова 9500 (*cal 10500*), 5000 (*cal 5700*) и 1000 л.н.) выделены 25 региональных типов эволюции почв (табл. 32). Для каждого типа (см. на карте; см. рис. 43г)

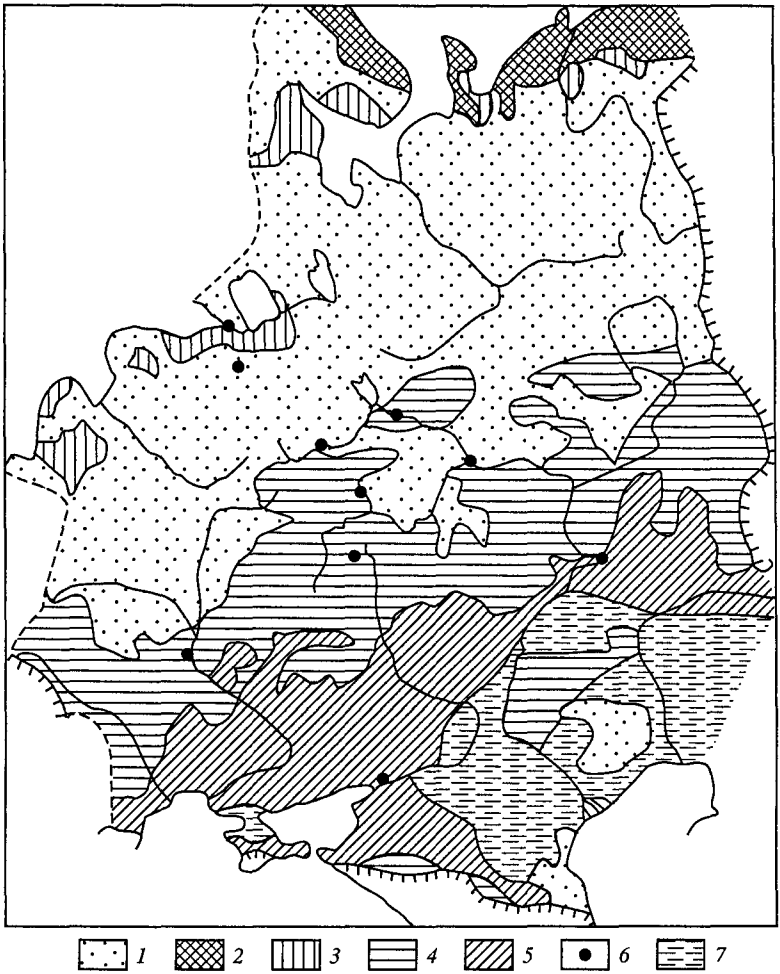


Рис. 44. Классы эволюции почв:

1 – неконтрастный, обусловлен литогенной буферностью и неконтрастным наследованием; *2* – криотурбационно-глеевый; *3* – торфяно-глеевый; *4* – деградационный; *5* – прогрессивный; *6* – техногенный седиментационно-турбационный; *7* – эволюции (динамики) лабильных свойств

почвенными индексами обозначены смены почвообразования на трёх указанных срезах. Данные типы характеризуют эволюцию ведущих почв. Для некоторых типов показана эволюция сопутствующих почв (глеевых, засоленных и солонцеватых, различных литогенных).

Границы между ареалами, связанные со сменой пород, являются наиболее устойчивыми, хотя содержание ареалов может меняться. Границы, обусловленные биоклиматическими факторами, подвижны.

Предложенные региональные типы эволюции почв по характеру процессов трансформации почвенного профиля могут быть объеденены в региональные классы эволюции почв (рис. 44). Для этого использованы данные по двум хроносрезам: 5000 и 1000 л.н.

Выделяются шесть основных классов эволюции почв:

1. Неконтрастный, объединяющий следующие региональные типы эволюции почв: 2, 3, 5, 6, 9, 10, 22, 24 (см. табл. 32) – обусловлен буферностью, малой восприимчивостью, неконтрастным наследованием.

Контрастные:

2. Криотурбационно-глеевый: 1 – тундровое почвообразование по подзолистому.

3. Торфяно-глеевый: 4,7,8 – заболачивание лесных почв.

4. Деградационный: 11, 12, 13, 13а, 14, 15, 23 – текстурная дифференциация по гумусо-аккумулятивному профилю с деградацией последнего. Разделяется на: а) кислый (подзолистый с выщелачиванием солей); б) щелочной (солонцовый).

5. Прогрессивный: 16, 11, 17, 8, 19 – аккумуляция темного гумуса. Сопровождается: а) выщелачиванием солей (в случае природной эволюции гумусо-аккумулятивных почв); б) вторичным окарбоначиванием и засолением (при антропогенной эволюции текстурно-дифференцированных почв).

6. Техногенный седиментационно-турбационный: 25.

Кроме того, выделяются типы эволюции почв, связанные со сменами гидрогенного почвообразования на автономное и обратно и характеризующиеся процессами засоления-рассоления, осолонцевания-рассолонцевания, усиления и ослабления луговости и другие: 20, 20а, 21, 21а. Для них условно выделяется класс эволюции (динамики) почв, с периодическими сменами лабильных свойств.

Эволюционное наследование почв

Унаследованные признаки в профиле современных почв и в почвенном покрове разнообразны. Помимо педогеннных реликтов голоцена, имеются литогенные и педолитогенные признаки, унаследованные от доголоценовых этапов. Например, коры выветривания, лёссовидные покровные суглинки и лёссы, другие мелкоземистые отложения, в образовании которых большую роль играли процессы древнего педогенеза и выветривания *in situ*. К литогенным признакам можно отнести слоистость и минералогический состав отложений.

В почвах Восточной Европы основные педогенные унаследованные признаки имеют среднеголоценовый возраст (рис. 45). В первую очередь, это второй гумусовый горизонт, палеокротовины, карбонатные горизонты в профиле серых лесных и дерново-подзолистых почв. Их образование обусловлено изменениями климата и экспансией леса на степь, проходившей на переходе от среднего голоцена к позднему, а также в начале "малого ледникового периода". Имеются погребённые реликты позднеледниковья, представленные остатками гумусовых горизонтов с признаками мерзлотных деформаций, гумусированные клинья времени похолоданий 8000 (*cal 8900)* и 4500 (*cal 5000*) л.н. Можно выделить и молодые унаследованные признаки позднего голоцена, связанные в основном с антропогенными изменениями почв. Например, признаки лесного почвообразования (горизонты Bt и др.) в профиле проградированных черноземов или остаточно-пахотные горизонты в профиле дерново-подзолистых и серых лесных почв. Многие подобные реликты характерны и для других равнин умеренного пояса (Западная и Восточная Сибирь, Центральная Европа).

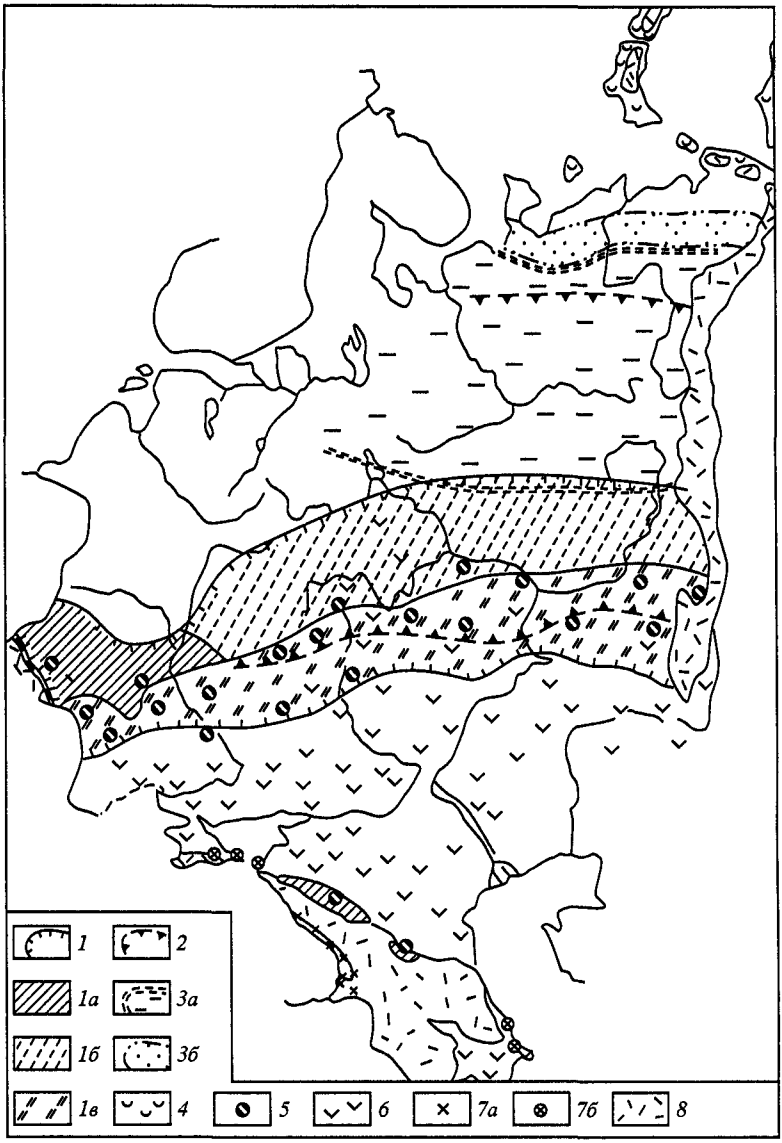


Рис. 45. Типы наследования почв:

1 – наследование среднеголоценовых гумусовых горизонтов; *1а* – вторых гумусовых горизонтов (дерново-подзолистые почвы по серым лесным); *1б* – мощных вторых гумусовых (серые и светло-серые лесные по чернозёмам); *1в* – мощного гумусового профиля чернозёмов темно-серыми лесными почвами; *2* – наследование текстурно-дифференцированными почвами позднеледниковых погребённых гумусовых горизонтов мерзлотных почв (локально); *3а* – наследование среднеголоценового текстурно-дифференцированного профиля почвами, представленными вложенным альфегумусовым субпрофилем; *3б* – альфегумусовых и текстурно-дифференцированных почв в тундре и лесотундре; *4* – наследование древних органогенных горизонтов в тундре и арктике; *5* – наследование признаков текстурно-дифференцированного профиля антропогенно-проградированными чернозёмами (последние века); *6* – наследование карбонатных и солевых горизонтов чернозёмами, каштановыми, текстурно-дифференцированными почвами; *7а* – наследование доголоценовых красноцветных почв и кор выветривания в гумидных субтропиках; *7б* – в почвах семиаридных районов; *8* – горы

В гумидных условиях формируются почвы с комплексами более устойчивых признаков. Можно предполагать, что при увлажнении климата процессы, формирующие новые признаки почв, должны в основном стирать признаки предыдущей стадии. Наоборот, при аридизации климата признаки предыдущей стадии должны наследоваться. Предложен ряд устойчивости признаков (Соколов, Таргульян, 1976).

Поэтому в почвах умеренного пояса реликтовых признаков немного и преобладают позднеголоценовые результаты педогенеза. Сказанное важно для понимания плейстоценового педогенеза. Выводы, сделанные по межледниковым почвам, во многих случаях не характеризуют все межледниковье или только оптимум и могут быть отнесены только к его поздним этапам.

Многие признаки, которые нередко считаются унаследованными от позднеледниковья-начала голоцена, по нашему мнению, появились значительно позже. Например, глубокие вертикальные трещины в текстурно-дифференцированном профиле (с клиновидными расширениями наверху) являются актуально-голоценовыми, связанными с процессами усыхания-набухания под лесной растительностью. На это указывают факты образования аналогичных трещин в текстурно-дифференцированном профиле почв, формирующихся на курганах.

Голоценовые почвы субтропических и тропических регионов, климатическая эволюция которых протекала в противоположном направлении (аридизация), обладают более яркими признаками, унаследованными от первой половины голоцена. В первую очередь, это хорошо развитые аржиланы и другие признаки текстурной дифференциации в профиле современных аридных почв. В экваториальных и субэкваториальных регионах большие территории заняты древними почвами, в их профиле отражены результаты длительных этапов доголоценового почвообразования в виде мощных профилей ферраллитных и других почв. Большой интерес представляют красно-бурые и красно-коричневые почвы, с сочетанием мощных красных и гумусовых горизонтов.

На современной антропогенной стадии новообразованные признаки доминируют только в наиболее измененных человеком почвах, например урбоземах (Александровский и др, 1997; Строганова, 1998). Для них профиль природных стадий эволюции, подзолистый, черноземный или другой – можно принять как в целом унаследованный. В агропочвах преобладают признаки допахотного почвообразования; факты свидетельствуют о продолжении развития природных процессов: черноземного в агрочерноземах, текстурной дифференциации в агродерново-подзолистых почвах.

В заключение отметим, что исследования палеопочв голоцена имеют не только большое теоретическое, но и практическое значение. Палеопочвенные данные позволяют получать уникальные сведения по истории климата и ландшафтов. Очень велико значение почвенно-археологических исследований для реконструкции палеосреды древнего человека и сохранения культурного и природно-культурного наследия. Решение указанных практических задач возможно на основе развития теории генетического почвоведения и, в первую очередь, на основе комплексных междисциплинарных исследований по проблемам: эволюция почв и географическая среда; археологическое почвоведение.

ЛИТЕРАТУРА

Авдеева А.В., Блажний Е.С., Тюремнов С.И. Почвенно-агрономическое и ботаническое обследование районов табаководства Кубанского округа. Почвенная карта районов табаководства предгорий и равнинной части бывшей Кубанской области в масштабе 1:100 000 // Тр. Ин-та табаководства. 1930. Вып. 75, с. 1–130.

Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спасская И.И. Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз. М.: Наука, 1978. 76 с.

Александровская Е.И. Трансформация ландшафтов зоны автотрассы Москва-Ленинград: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1985. 24 с.

Александровская Е.И. Геохимия окружающей среды. Учеб. пособие. М.: ИПКиПРНО МО, 1997. 42 с.

Александровская Е.И. Ландшафтно-исторический аспект в вопросах загрязнения городских ландшафтов (на примере Московского региона) // Геоэкология урбанизированных территорий / Под ред. В.В. Панькова, С.М. Орлова. М.: Центр практической геоэкологии, 1996. С. 89–102.

Александровская Е.И., Александровский А.Л. Историко-географическая антропохимия. М.: НИА-Природа, 2003. 210 с.

Александровская Е.И., Александровский А.Л., Гайдуков П.Г. и др. Лес, луг, пашня, городская застройка по данным исследования древнейшего культурного слоя и погребенной почвы Новгорода // Естественнонаучные методы в полевой археологии. М.: Эдиториал УРСС, 2000. Вып. 3. С. 25–36.

Александровская Е.И., Александровский А.Л., Кренке Н.А. и др. История развития городской территории и формирование городского ландшафта Москвы // Географическое краеведение: Материалы III Всерос. науч.-практ. конф. по геогр. краеведению (Владимир, 24–25 янв. 2001 г.). Владимир: ВГПУ, 2001. С. 3–7.

Александровская Е.И., Александровский А.Л., Кренке Н.А., Панова Т.Д. Ван дер Плихт Й. Экологическая ситуация в районе Московского Кремля в древности и средние века // Изв. РАН. Сер. геогр. 2002. № 3. С. 79–86.

Александровская Е.И., Панова Т.Д. Экологическая ситуация и здоровье людей средневековой Москвы // Природа. 2002а. № 9. С. 29–32.

Александровская Е.И., Панова Т.Д. Взгляд через столетия // Наука в России. 2001б. № 4. С. 101–112.

Александровский А.Л. Голоценовые погребенные почвы северной половины Русской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1972. 20 с.

Александровский А.Л. Методические подходы при изучении эволюции почв // Общие методы изучения истории современных экосистем. М.: Наука, 1979. С. 142–161.

Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. С. 150.

Александровский А.Л. Эволюция черноземов среднего течения р. Дон в голоцене // Почвоведение. 1984а. № 11. С. 5–13.

Александровский А.Л. Палеопочвы в районе Ростова Ярославского // Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. М.: Наука, 1984б. С. 109–114.

Александровский А.Л. Педогенез на датированных поверхностях: скорости ЭПП // История развития почв СССР в голоцене: Тез. докл. Всесоюз. конф., 4–7 дек. 1984, Пущино. Пущино: ОНТИ НЦБИ АНСССР, 1984в. С. 54–56.

Александровский А.Л. Палеогеография и история почв поймы // Почвы речных долин и дельт, их рациональное использование и охрана: Тез. докл. Всесоюз. конф., 25–27 дек. 1984 г., Москва. М.: Изд-во МГУ, 1984 г. С. 84.

Александровский А.Л. Антропогенная эволюция почв Куликова поля // Антропогенная эволюция почв и их компонентов. М.: ИГ АН СССР, 1987. С. 88–104.

Александровский А.Л. Эволюция почв Восточной Европы на границе между лесом и степью // Естественная и антропогенная эволюция почв. М.: Наука, 1988а. С. 82–94.

Александровский А.Л. Скорость развития почв и кор выветривания на горных моренах Кавказа // Горные почвы: Генезис, охрана, использование: (Тез. конф., Кобулети, 1988). Тбилиси; Кобулети, 1988б. С. 8–9.

Александровский А.Л. Эволюция почв лесостепи как отражение колебаний климата в голоцене // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 62–67.

Александровский А.Л. Палеопочвенные исследования на Куликовом поле // Куликово поле. М., 1990. С. 54–71. (Тр. Гос. Ист. музея; Вып. 73).

Александровский А.Л. Привнос вещества на поверхность и унос с поверхности почвы // Элементарные почвообразовательные процессы. М.: Наука, 1992. С. 92–99.

Александровский А.Л. Развитие почв Русской равнины // Палеогеографическая основа современных ландшафтов. М.: Наука, 1994. С. 129–134.

Александровский А.Л. Почвы археологических памятников бассейна р. Пахры как источник информации о природных и социально-экономических процессах // Сохранение и восстановление природно-культурных комплексов Подмосковья. М.: Улисс, 1995а. С. 132–137.

Александровский А.Л. Эволюция почвенного покрова Русской равнины в голоцене // Почвоведение. 1995б. № 3. С. 290–297.

Александровский А.Л. Отражение природной среды в почве // Там же. 1996. № 3. С. 277–287.

Александровский А.Л. Степи Северного Кавказа в голоцене по данным палеопочвенных исследований // Степь и Кавказ. М.: ГИМ, 1997а. С. 22–29.

Александровский А.Л. Почвы и культурный слой Москвы // Москва: Геология и город / Ред. В.И. Осипов, О.П. Медведев. М.: Моск. учебники и картлитография, 1997б. С. 24–27.

Александровский А.Л. Признаки антропогенных изменений почв исторического периода в междуречье Истры и Москва-реки // Материалы к эволюции ландшафтной структуры округи Звенигорода XVI–XVII в. Сб. науч. тр. М.: Ин-т географии РАН, 1997 в. С. 43–50.

Александровский А.Л. Природная среда верхнего Подонья во второй половине голоцена (по данным изучения почв городищ раннего железного века) // Археологические памятники верхнего Подонья первой половины I тысячелетия н.э. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1998а. С. 194–199.

Александровский А.Л. Историческая антропогенная эволюция почв // Тез. докл. Всерос. конф. "Антропогенная деградация почвенного покрова и меры ее предупреждения" (Москва, 16–18 июня 1998 г.). М., 1998б. Т. 1. С. 78–79.

Александровский А.Л. Палеопочвы и природная среда в голоцене // Тез. IV Конф. по пробл. эволюции почв (Пущино, 9–12 апреля 2001). М.: ПОЛТЕКС, 2001. С. 6–7.

Александровский А.Л. Развитие почв Восточной Европы в голоцене: Автореф. дис. ... д-ра. геогр. наук. М.: 2002а. 48 с.

Александровский А.Л. Изменения почв и природной среды на юге России в голоцене // OPUS: Междисциплинарные исследования в археологии: Сб. ст. М: ИА РАН, 2002б. Вып. 1–2. С. 109–119.

Александровский А.Л. Зоотурбации и эволюция почв // Проблемы эволюции почв: Материалы IV Всерос. конф. (Пущино, 9–12 апреля 2001). Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 2003. С. 77–83.

Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1285–1295.

Александровский А.Л., Анненков В.В., Глушко Е.В. и др. Источники и методы исторических реконструкций изменений окружающей среды. М.: ВИНИТИ, 1991. 161 с. (Итоги науки и техники. Сер. палеогеография; Т. 8).

Александровский А.Л., Бирина А.Г. Эволюция серых лесных почв предгорий Северного Кавказа // Почвоведение. 1987. № 8. С. 28–39.

Александровский А.Л., Бойцов И.А., Кренке Н.А. Почвы и культурный слой Москвы: строение, история развития, география // Изв. РАН. Сер. геогр. 1997а. № 4. С. 82–95.

Александровский А.Л., Бойцов И.А., Кренке Н.А. и др. Раскопки во дворе Московского университета: Опыт комплексного подхода к изучению городского культурного слоя // Естественнонаучные методы в полевой археологии. М.: Эдиториал УРСС, 1998. Вып. 2. С. 3–13.

Александровский А.Л., Гласко М.П., Гоняный М.И. Опыт археолого-географических исследований древнерусских памятников XII–XIV в. долины Верхнего Дона (район Куликова поля) // На юго-востоке Древней Руси. Воронеж: Изд-во. Воронеж. ун-та, 1996. С. 73–88.

Александровский А.Л., Гласко М.П., Фоломеев Б.А. Археолого-географические исследования погребенных пойменных почв как геохронологических уровней второй половины голоцена (на примере Средней Оки) // Бюл. Комисс. по изуч. четвертич. периода. 1987. № 56. – С. 123–128.

Александровский А.Л., Гольева А.А. Палеоэкология древнего человека по данным междисциплинарных исследований почв археологических памятников Верхнего Дона // Археологические памятники лесостепного Придонья. Липецк: ЛГПИ, 1996. Вып. 1. С. 176–183.

Александровский А.Л., Гольева А.А., Гунова В.С. Реконструкция палеоландшафтных условий формирования раннескифских почв Ставрополья // Почвоведение. 1997б. № 5. С. 1–10.

Александровский А.Л., Жариков С.Н. Этапы земледельческого освоения и агрогенные изменения почв в основных регионах Мира // Глобальная география почв и факторы почвообразования. М.: Ин-т географии АН СССР, 1991. С. 125–163.

Александровский А.Л., Иванов И.В. Методы изучения возраста почв // Пространственно-временная организация и функционирование почв. Пущино: ОНТИ НЦБИ АНСССР, 1990. С. 44–57.

Александровский А.Л., Кренке Н.А. Изучение средневековых пахотных горизонтов в Москве и Подмосковье // Крат. сообщ. Ин-та археологии. 1993. Вып. 208. С. 20–31.

Александровский А.Л., Кренке Н.А., Низовцев В.А., Спиридонова Е.А., Яншиевский Б.Е. Предварительные результаты изучения погребенных почв и археологических памятников в пойме р. Москвы // Звенигородская земля: История, археология, краеведение. Звенигород: Звенигор. музей, 2001. С. 99–116.

Александровский А.Л., Кренке Н.А., Чернов С.З. Средневековые пруды Радонежа как источник изучения истории антропогеосистем (Археолого-почвоведческие исследования) // Памятниковедение: Изучение памятников истории и культуры в гидросфере. М.: НИИ культуры, 1989. С. 94–109.

Александровский А.Л., Мацкевой Л.Г. Стратиграфические условия залегания мезолита запада УССР // Четвертичный период: Палеонтология и археология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 218–224.

Александровский А.Л., Овсянникова Ж.Г. Палинологическое исследование дерново-подзолистой почвы и чернозема // Почвоведение. 1981. № 1. С. 29–39.

Александровский А.Л., Таргульян В.О. Педогенез на датированных поверхностях: Развитие глинисто-дифференцированного профиля // Антропогенная и естественная эволюция почв и почвенного покрова. М.; Пущино: ВАСХНИЛ, 1989. С. 41–42.

Александровский А.Л., Таргульян В.О., Черкинский А.Е., Чичагова О.А. Новые данные о возрасте и эволюции дерново-подзолистых почв на покровных суглинках // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 454–457.

Александровский А.Л., Чичагова О.А. Радиоуглеродная хронология голоценовых палеопочв // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 82–90.

Александровский А.Л., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст гумусовых горизонтов голоценовых палеопочв Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 9–14.

Александровский А.Л., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст палеопочв голоцена в лесостепи Восточной Европы // Почвоведение, 1998. № 12. С. 1414–1422.

Александровский А.Л., Чичагова О.А., Пустовойтов К.Е., Шишлина Н.И. Методика и методология радиоуглеродных исследований археологических объектов степных регионов России // Степь и Кавказ, М.: ГИМ, 1997. С. 9–21.

Александровский А.Л., Чугунова А.М. К характеристике первичного почвообразования на Среднем Урале // Тез. докл. VI Делегат. съезда ВОП. Тбилиси, 1981. Т. 1.

Алиман А. Доисторическая Африка. М.: Изд-во Иностр. лит., 1960. 96 с.

Алисов Б.П. Климат СССР. М.; Изд. МГУ 1969. 228 с.

Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 320 с.

Андреев С.И. Почвы Чувашской АССР. Чебоксары: Чувашкнигоиздат, 1971. Т. 1. 358 с.

Андрианов Б.В. Земледелие наших предков. М.: Наука, 1978., 198 с.

Андрианов Б.В., Доскач А.Г. Хозяйственно-культурная дифференциация народов мира и географическая среда // Природа. 1983. № 4. С. 38–41.

Анненков В.В. Доместикация биосферы: предпосылки и направления историко-географических исследований // Источники и методы исторических реконструкций изменений окружающей среды. М.: ВИНИТИ, 1991. С.114–126. Итоги науки и техники. Сер. палеогеография; Т. 8.

Антропогенная и естественная эволюция почв и почвенного покрова: Материалы (тезисы) Всесоюз. совещ., 10–12 янв. 1989 г. М.; Пущино: ВАСХНИЛ, 1989. 340 с.

Арманд А.Д., Таргульян В.О. Некоторые принципиальные ограничения эксперимента в географии: (Принцип дополнительности и характерное время) // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974. № 4. С. 129–138.

Асеев А.А. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 359 с.

Атлас почв Украинской ССР / Ред. Г.К. Крупский, Н.И. Полупан. Киев: Урожай, 1979. 160 с. Приложение: Почвенная карта Украинской ССР, масштаб 1:2 500 000 / Ред. Н.К. Крупского. М., 1977.

Афанасьев Я.Н. Темноцветные почвы западин лёссовых плато Черниговской губернии // Рус. почвовед. 1916. № 5–6.

Ахтырцев Б.П. К истории формирования серых лесных почв Среднерусской лесостепи // Почвоведение. 1992. № 3. С. 5–18.

Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Эволюция почв Среднерусской лесостепи в голоцене // Эволюция и возраст почв СССР. Пущино: ОНТИ НЦБИ АНСССР, 1986. С. 163–173.

Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Палеочерноземы Среднерусской лесостепи в позднем голоцене // Почвоведение, 1994. № 3. С. 14–24.

Бадер О.Н. Бассейн Оки в эпоху бронзы. М.: Наука, 1970. 370 с.
Бельгард А.Л., Зонн С.В., Крупеников А.И., Травлеев А.П. Влияние лесной растительности на черноземы // Русский чернозем: 100 лет после Докучаева. М.: Наука, 1983. С. 117–126.
Блажний Е.С. Почвы Адыгейской АО // Тр. Адыг. науч.-исслед. ин-та. 1932. Вып. 3. С. 1–76.
Бойцов И.А., Гунова В.С., Кренке Н.А. Ландшафты средневековой Москвы: археолого-палинологические исследования // Изв. РАН. Сер. геогр. 1993. № 4. С. 60–75.
Борзенкова И.И. Увлажнение аридных районов Северного полушария в позднеледниковье – голоцене // Там же. 1990. № 2. С. 28–38.
Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 246 с.
Борзенкова И.И. Эмпирическая палеоклиматология: Состояние проблемы и методы исследований // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. С. 75–91.
Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Летопись необычайных явлений природы за 2,5 тысячелетия. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. 536 с.
Борисов А.В. Развитие почв пустынно-степной зоны Волго-Донского междуречья за последние 5000 лет: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2002. 24 с.
Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р. Генезис и классификация почв. М.: Прогресс, 1977. 416 с.
Вавилов Н.И. Проблемы происхождения мирового земледелия в свете современных исследований. М.; Л., 1932. 293 с.
Вальков В.Ф. Генезис почв Северного Кавказа. Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1977. 159 с.
Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наук. думка, 1968. 238 с.
Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
Величко А.А. (ред.). Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины: Палеогеография и стратиграфия. М.: Ин-т географии РАН, 1997. 144 с.
Величко А.А. Представление об устойчивости, биоразнообразии и георазнообразии в свете динамики ландшафтной зональности // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М.: Ин-т географии РАН, 2002. С. 7–31.
Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. М.: Ин-т географии РАН, 1994. С. 4–60.
Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. и др. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс.лет // Изв. РАН. Сер. геогр. 2004. № 1. С. 7–25.
Величко А.А., Зеликсон Э.М., Морозова Т.Д. и др. Палеогеографические условия атлантического периода голоцена центра Русской равнины // Докл. РАН, 1997. Т. 355, № 4. С. 540–543.
Величко А.А., Морозова Т.Д. Строение лёссовой толщи Русской равнины // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1969. № 4. С. 18–29.
Величко А.А., Морозова Т.Д. Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв центра Русской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975. С. 102–122.
Величко А.А., Морозова Т.Д. Палеогеографические основы истории формирования современного почвенного покрова // Эволюция и возраст почв СССР. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1986. С. 22–36.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Чичагова О.А., Исаева-Петрова Л.С. Применение палеогеографических методов исслдедования при изучении голоценовых почв // История развития почв СССР в голоцене: Тез. докл. Всесоюз. конф. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1984. С. 41–42.

Виленский Д.Г. Почвы Окской поймы. М.: Изд-во МГУ, 1952. 67 с.

Вильямс В.Р. Почвоведение. М., 1916. Вып. 2. С. 110–230.

Виноградов А.В., Мамедов Э.Д., Степанов И.Н. О древних почвах в песках Кызылкумов (оз. Лявлякан) // Почвоведение. 1969. № 9. С. 33–45.

Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Минск: Наука и техника, 1978. 212 с.

Возовик Ю.И. Послеледниковая история Хибин и развитие лавинных процессов в среднем и позднем голоцене // Снег и лавины Хибин. М., Изд. МГУ, 1976. С. 97–106.

Воропай Л.И., Куница Н.А. Изучение погребённых почв пойм как метод выявления закономерностей развития ландшафтов // Материалы регион. конф. "Антропогенные ландшафты центральной черноземной области и прилегающих территорий". Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та 1972. С. 51–53.

Всемирная история. М.: Госполитиздат, 1955. Т. 1. 550.

Гаджиев И.М. Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. 290 с.

Гаель А.Г., Гумилев Л.Н. Разновозрастные почвы на степных песках Дона и передвижение народов за исторический период // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966. № 1. С. 11–20.

Галушко А.И. Анализ флоры западной части Центрального Кавказа // Флора Северного Кавказа и вопросы истории. Ставрополь, 1976. С. 5–130.

Гвоздецкий Н.А. Физическая география Кавказа. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1958. 264 с.

Гедройц К.К. Солонцы, их происхождение, свойства и мелиорация. Л., 1928. 228 с.

Геннадиев А.Н. Изучение почвообразования методом хронорядов (на примере почв Приэльбрусья) // Почвоведение. 1978. № 12. С. 33–43.

Геннадиев А.Н. Стадиальность почвообразования и географическая среда // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1988. № 2. С. 21–28.

Геннадиев А.Н. Почвы и время: Модели развития. М.: Изд-во. МГУ, 1990. 230 с.

Геннадиев А.Н., Пузанова Т.А. Эволюция почвенного покрова Западного Прикаспия в голоцене // Почвоведение. 1994. № 2. С. 5–15.

Геосистема во времени / Ред. А.М. Грин и др. М.: Ин-т географии РАН, 1991. 333 с.

Герасименко Н.П. Природная среда обитания человека на юго-востоке Украины в позднеледниковье и в голоцене // Археол. альманах. 1997. № 6. С. 3–64.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины: Автореф. дис. д-ра геогр. наук. Киев, 2004. 41 с.

Герасимов И.П. Рельеф и поверхностные отложения европейской части СССР. Почвы СССР // М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1. С. 27–100.

Герасимов И.П. Глеевые псевдоподзолы Центральной Европы и образование двучленных покровных наносов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 3. С. 20–30.

Герасимов И.П. Абсолютный и относительный возраст почв // Почвоведение. 1969. № 5. С. 27–32.

Герасимов И.П. Современные представления о возрасте почв // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1970. № 3. С. 356–363.

Герасимов И.П. Элементарные почвенные процессы для генетической классификации почв // Почвоведение. 1973, № 5. С. 102–113.

Герасимов И.П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976. 298 с.

Герасимов И.П., Завельский Ф.С., Чичагова О.А. и др. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщ. IV // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1980. № 50.

Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.: АН СССР, 1939. 462 с.

Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР. Пущино: ОНТИ ПНЦ, 1992. 216 с.

Глазовская М.А. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение // Вопросы географии. М.; Л., 1956. С. 59–68.

Гласко М.П. Анализ факторов, определяющих интенсивность накопления аллювия поймы Средней Оки в позднем и среднем голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 5. С. 66–75.

Глинка К.Д. Почвоведение. 3-е изд. М.: Новая деревня, 1927. 580 с.

Гольева А.А., Александровский А.Л., Целищева Л.К. Фитолитный анализ голоценовых палеопочв // Почвоведение. 1994. № 3. С. 34–40.

Гольева А.А. и др. Использование фитолитного анализа при решении генетико-эволюционных вопросов почвоведения // Там же. 1999. № 8. С. 980–987.

Горлова Р.Н. О сменах лесной растительности Ярославской области в среднем голоцене // Лесоведение. 1968. № 3. С. 68–78.

Городцов В.А. Классификация погребений Одесского кургана // Приложение 2 к Отчету Российского исторического музея в Москве за 1915 г. М., 1917. С. 117–142.

Городцов В.А. Археология. Т.1. Каменный век. М.-Л.: Госиздат, 1925. С. 259.

Горячкин С.В., Козловский Ф.И. Почва как зеркало ландшафта и концепция информационной структуры почвенного покрова // Почвоведение. 1996. № 3. С. 288–297.

Грацианский А.Н. Природа Средиземноморья. М.: Мысль, 1971. 510 с.

Грачева Р.Г. Проявления климатогенной зональности и литогенной матричности почвообразования в гумидных горных системах: Автореф. дис. канд. геогр. наук. М., 1993. 24 с.

Гричук В.П. Палеогеография Северной Европы в позднем плейстоцене // Последний европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965.

Губин С.В. Диагенез почв зоны сухих степей, погребенных под искусственными насыпями // Почвоведение. 1984. № 6. С. 5–13.

Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пущино: ОНТИ НЦБИ АНСССР, 1982. 204 с.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Фоминых Л.А. Концепция формирования профиля почв гумидной области Русской равнины // Пространственно-временная организация и функционирование почв. Пущино: ОНТИ НЦБИ АНСССР, 1990. С. 83–92.

Гуделис В.К. Геология и история развития приморских дюн на косе Куршю-Нерия // Тр. Ин-та геологии ЭССР. 1960. Т. 5. С. 19–60.

Гуделис В.К., Михалюкайте Э. Древние параболические дюны косы Куршю-Нерия // Geigraphia Lituvanika. Вильнюс, 1976.

Дарвин Ч. Образование растительного слоя земли деятельностью дождевых червей и наблюдения над образом жизни последних. М.: Изд-во Васильева, 1882. 204 с. То же: *Дарвин Ч.* Сочинения. М.; Л.: Биомедгиз, 1936. Т. 2.

Дёмкин В.А. Почвы сухих и пустынных степей Восточной Европы в древности и средневековье: – Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М. 1993. 48 с.

Дёмкин В.А. Палеопочвоведение и археология. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.

Дёмкин В.А. и др. Эволюция степных почв и изменение климата Восточно-Европейской полупустыни в позднем голоцене // Почвоведение. 1998. № 2. С. 148–157.

Дёмкин В.А., Иванов И.В. Развитие почв Прикаспийской низменности в голоцене. Пущино: ОНТИ НЦБИ АНСССР, 1985. 158 с.

Дёмкин В.А., Рысков Я.Г. Почвы и природная среда сухих степей Южного Урала в эпохи бронзы и раннего железа. Препринт. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1996. 38 с.

Дергачев В.А. Точные хронологические шкалы протяжённостью выше 10 тысяч лет и "статистическая хронология" А.Т. Фоменко // Радиоуглерод и археология. Вып. 2. СПб.: ИИМК РАН, 1997. С. 52–69.

Динесман Л.Г. Изучение истории биогеоценозов по норам животных. М.: Наука, 1968. 100 с.

Динесман Л.Г. Биогеоценозы степей в голоцене. М.: Наука, 1977. 160 с.

Дмитриев П.П. Изменение профиля почвы в результате деятельности млекопитающих-землероев // Почвоведение. 1988. № 11. С. 75–80.

Добровольский Г.В. Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1968. 296 с.

Добровольский Г.В. Пути эволюции пойменных почв в лесной и лесостепной зонах Русской равнины // Докл. сов. почвоведов на VII Междунар. конгр. в США. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 349–358.

Добровольский Г.В., Афанасьева Т.В., Василенко В.И. О возрасте и реликтовых признаках почв Томского Приобья // Материалы к симпоз. 4-го совещ. географов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1969. С. 117–119.

Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: Изд-во МГУ, 1984. 416 с.

Добродеев О.П. История почвообразования и палеогеография почв Русской равнины в плейстоцене: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1974. 53 с.

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 2001. 46 с.

Докучаев В.В. Картография русских почв: Объясн. текст к почв. карте Европейской России В.Чаславского. СПб.: М-во гос. имущества, 1879.

Докучаев В.В. По вопросу о сибирском черноземе: Доклад Сельскохоз. отд. Вольн. экон. о-ва. СПб., 1882. То же // Собр. соч. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 5. С. 357–381.

Докучаев В.В. Русский чернозем: Отчет Вольн. экон. о-ву. СПб.: Вольн. экон. о-во, 1883. 376 с. То же: Сочинения. М.: Изд-во. АН СССР, 1949. Т. 3. 622 с.

Докучаев В.В. К вопросу о соотношениях между возрастом и высотой местности, с одной стороны, характером и распределением черноземов, лесных земель и солонцов – с другой // Вестн. естествознания. 1891. № 1/3. С. 18–29.

Докучаев В.В. Почвенные зоны вообще и почвы Кавказа в особенности // Изв. Кавк. отд. РГО. 1898. Т. 12, вып. 2. С. 1–8.

Долгова Л.С. О необходимости учета комплексности почвенного покрова в подзолистой зоне // Почвенно-географические и ландшафтно-геохимические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1964.

Долгова Л.С., Герасимова М.И., Баденкова С.В. Почвы с двумя гумусовыми гоизонтами // Методололгия и методика почвенных и ландшафтно-геохимических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 3–16.

Драницын Д.А. Вторичные подзолы и перемещение подзолистой зоны на севере Обь-Иртышского водораздела // Изв. Докучаев. почв. ком. 1914. Вып. 2. С. 31–93.

Древние культуры Средней Азии и Индии. Л.: Наука, 1984. 198 с.

Дюшофур Ф. Основы почвоведения: Эволюция почв. (Опыт изучения динамики почвообразования). М.: Прогресс, 1970. 592 с.

Евсеев А.В. О голоценовых погребенных почвах севера Западной Сибири и начальном этапе почвообразования // Почвоведение. 1991. № 1. С. 19–27.

Елина Г.А. Динамика лесов и болот Карелии по палинологическим данным // Болотно-лесные системы Карелии и их динамика. Л.: Наука, 1980.
Естественная и антропогенная эволюция почв. Пущино: ОНТИ НЦБИ АНСССР, 1988. 181 с.
Захаров С.А. Курс почвоведения. 2-е изд. М.; Л.: Сельколхозгиз, 1931. 440 с.
Захаров С.А. Борьба леса и степи на Кавказе // Почвоведение. 1935. № 3–4. С. 500–545.
Земятченский П.А. К вопросу о скорости некоторых явлений выветривания // Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей. Отд. геол. 1906. Т. 34, вып. 5. С. 19–34.
Знаменская О.М. Описание маршрута научной экскурсии // Проблемы современных движений земной коры: Третий Междунар. симпоз. (Ленинград, 1968 г.). М., 1969. С. 16–68.
Золотун В.П. Некоторые свойства палеопочв и вопросы датировки курганов на юге Украины // Материалы по археологии Северного Причерноморья Одесского археологического музея. Одесса, 1970. Вып. 6. С. 168–181.
Золотун В.П. Изменение почвенного покрова юга Украины за последние 50–45 веков в пределах современной подзоны южных черноземов // Тр. Кишинев. с.-х. ин-та. 1974а. Т. 125. С. 25–35.
Золотун В.П. О происхождении лессовых отложений на юге Украины // Почвоведение. 1974в. № 1. С. 29–38.
Золотун В.П. Развитие почв юга Украины за последние 50–45 веков: Автореф. дис. ... д-ра с.-х. наук. Киев, 1974б. 74 с.
Золотун В.П., Кухтеева К.М. Палеопочвы и уточнение датировки курганов эпохи энеолита-бронзы в степях Украины // Сов. археология. 1986. № 1. С. 54–64.
Зонн С.В. Горно-лесные почвы Северо-Западного Кавказа. М., 1950. 333 с.
Иванов И.В. Почвоведение и археология // Почвоведение. 1978. № 10. С. 17–28.
Иванов И.В. Многовековые скорости почвенных процессов // Антропогенная и естественная эволюция почв и почвенного покрова. М.; Пущино: ВАСХНИЛ, 1989. С. 27.
Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 144 с.
Иванов И.В., Александровский А.Л. Методы изучения эволюции и возраста почв. Препринт. Пущино: ОНТИ НЦБИ АНСССР, 1984. 54 с.
Иванов И.В., Александровский А.Л. Методы изучения эволюции почв // Почвоведение. 1987. № 1. С. 112–121.
Иванов И.В., Васильев И.Б. Человек, природа и почвы Рын-песков Волго-Уральского междуречья в голоцене. М.: Интеллект, 1995. 264 с.
Иванов И.В., Демкин В.А., Губин С. Эволюция почв юго-востока ЕТС в среднем и позднем голоцене // Генезис, плодородие и мелиорация почв. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1980. С. 20–32.
Иванов И.В., Чернянский С.С. Общие закономерности развития черноземов Евразии и эволюция черноземов Зауралья // Почвоведение. 1996. № 9. С. 1045–1055.
Иванова Е.Н., Двинских П.А. Вторично-подзолистые почвы Урала // Там же. 1944. № 7/8. С. 325–344.
Иванова Н.В. Микростроение межледникового и перигляциального аллювия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 3. С. 17–23.
Игнатенко И.В. Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1979. 280 с.
Иенни Г. Фактры почвообразования. М.: Изд-во. иностр. лит., 1948. 333 с.
Ильин Р.С. К вопросу о границах подзолистой и лесостепной зон // Почвоведение. 1927. № 3. С. 27–33.
Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Природа мира: Ландшафты. М.: Мысль, 1989. 504 с.
Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 436 с.

Кайданова О.В. Геохимия культурных слоев древних городов // Эколого-геохимический анализ техногенного загрязнения / Ред. А.А. Головин, Е.П. Сорокина. М.: ИМГРЭ, 1992. С. 126–133.

Караваева Н.А. Заболачивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982. 294 с.

Караваева Н.А. Генезис и эволюция второго гумусового горизонта в почвах южной тайги Западной Сибири // Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978. С. 133–157.

Караваева Н.А., Соколова Т.А., Целищева Л.К. Почвообразовательные процессы и эволюция гидрогенных почв подтайги – южной тайги Западной Сибири в голоцене // Процессы почвообразования и эволюции почв. М.: Наука, 1985. С. 139–201.

Караваева Н.А., Черкинский А.Е., Горячкин С.В. Второй гумусовый горизонт и проблема эволюции подзолистых суглинистых почв Русской равнины // Эволюция и возраст почв СССР. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1986. С. 120–138.

Карлстрем Т.Н. История оледенения Аляски и ее значение для теории палеоклимата // Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. С. 119–176.

Карты генерального межевания. Военно-топографическая карта // Фонды ЦГАДА.

Керзум П.П., Русаков А.В., Матинян Н.Н. Геоморфологическое положение палеопочв и некоторые аспекты почвенного покрова центра Русской равнины в голоцене // Почвоведение. 1989. № 11. С. 28–35.

Кипиани М.Г., Короткевич Л.С., Колбутов А.Д., Купцова И.А. Об одном из опорных разрезов поздне- и послеледниковых отложений северо-востока Прибалтики // Материалы и исследования по археологии СССР. М.; Л., 1966. № 126. С. 66–76.

Кириченко К.С. Почвы Краснодарского края. Ростов н/Д. 1952. 192 с.

Кислов А.В. Состояние климата и климатообразующие факторы плейстоцена и голоцена // География, общество, окружающая среда. Том VI. М.: Издательский дом Городец, 2004. С. 23–39.

Кларк Дж.Д. Доисторическая Африка. М.: Наука, 1977. 577 с.

Классификация почв России / Сост.: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева РАСХН, 1997. 236 с.

Климанов В.А. Климат Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене: Автореф. дисс. ... д-ра геогр. наук. М., 1996. 46 с.

Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 1. 447 с.; Кн. 2. 468 с.

Козловский Ф.И. Современные естественные и антропогенные процессы эволюции почв // М.: Наука, 1991. 196 с.

Коржинский С.И. Предварительный отчет о почвенных и геоботанических исследованиях // Тр. О-ва естествоиспытателей при Казан. ун-те. 1887. Т. 16, вып. 6. С. 66–87.

Коржинский С.И. Северная граница черноземной области восточной полосы Европейской России // Там же. 1891. Т. 22, ч. 2, вып. 6. С. 22–62.

Коссович П.С. Основы учения о почве. СПб., 1911. Ч. 2, вып. 1. 264 с.

Краеведческий сборник по природе Адыгеи. Ростов н/Д., 1963. 196 с.

Краснов Ю.А. Раннее земледелие и животноводство в лесной полосе Восточной Европы. М.: Наука, 1971. 371 с.

Криштофович А.Н. Исследование почвы под курганами Харьковской губернии // Почвоведение. 1914. № 1–2. С. 14–24.

Крупеников И.А. История почвоведения. М.: Наука, 1981. 327 с.

Кузнецова А.М. Эволюция почв при тектоническом поднятии морских берегов Северной Карелии. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2000. 24 с.

Ливеровский Ю.А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна // Тр. Геоморфол. ин-та. 1933. Т. 7. С. 7–33.

Лисецкий Ф.Н. Пространственно-временная организация агроландшафтов. Белгород: Изд-во Белгор. гос. ун-та, 2000. 302 с.

Лихачева Э.А., Насимович Ю.А., Александровский А.Л. Ландшафтно-геоморфологические особенности Москвы // Природа. 1997. № 9. С. 4–17.
Люри Д.И. Функционирование геосистем: Геосистема во времени. М.: Ин-т географии РАН, 1991. 333 с.
Маданов П.В., Войкин Л.М., Тюрменко А.Н. и др. Вопросы палеопочвоведения и эволюции почв Русской равнины в голоцене. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1967. 124 с.
Макеев А.О. Использование почвенных признаков для реконструкции условий формирования текстурно-дифференцированных почв // История развития почв СССР в голоцене: (Тез докл. Всесоюзн. конф., 4–7 дек. 1984 г., Пущино). Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1984. С. 102–103.
Марголина Н.Я., Александровский А.Л., Ильичев Б.А. и др. Возраст и эволюция черноземов. М.: Наука, 1988. 144 с.
Марков К.К. Стратиграфия голоцена и позднеледниковья // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 49–61.
Марков К.К. Главные изменения природы поверхности Земли в голоцене // Палеогеография четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 59–65.
Массон В.М. Экономика и социальный строй древних обществ. Л.: Наука, 1976. 376 с.
Медведев А.П. Верхнее Подонье в 1-й половине I тыс. н.э.: (Основные этапы и тенденции этнокультурного развития) // Археологические памятники Верхнего Подонья первой половины I тысячелетия н.э. Воронеж, 1998. С. 4–18.
Мильков Ф.Н. Лесостепь Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 296 с.
Монгайт А.Л. Археология Западной Европы. Каменный век. М.: Наука, 1973. 355 с.
Морозова Т.Д. Особенности диагностики и генезиса ископаемых почв // Проблемы региональной общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975. С. 122–134.
Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
Назаретян А.П. Цивилизационные кризисы в контексте универсальной истории. М.: Пер Се, 2001. 238 с.
Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.
Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа // М.: Недра, 1992. 254 с.
Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.
Николаев В.И., Якумин П., Александровский А.Л. и др. Среда обитания человека в голоцене по данным изотопно-геохимических и почвенно-археологических исследований (европейская часть России). М.: Ин-т географии РАН, 2002. 190 с.
Островский А.В. История цивилизаций. СПб.: Изд-во В.А. Михайлова. 2000. 360 с.
Павленко И.А. Лесостепные почвы нагорных дубрав правобережья Ворсклы и их происхождение // Материалы по географии и генезису почв лесной зоны европейской территории СССР. М., 1955. С. 191–285.
Палеогеографическая основа современных ландшафтов / Ред. А.А. Величко, Л. Старкель. М.: Наука, 1994. 206 с.
Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. 195 с.
Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрея-2000, 1999. 763 с.
Песочина Л.С., Буйлов В.В. Эволюция почв второй надпойменной террасы Нижнего Дона в позднем голоцене. Препринт. Пущино: ОНТИ НЦБИ, 1982. 29 с.
Петров Б.Ф. К вопросу о происхождении второго гумусового горизонта в подзолистых почвах Западной Сибири // Тр. Том. ун-та. Сер. Г. 1937. Т. 92. С. 17–29.

Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование: Методы и результаты изучения. Л.: Наука, 1980. 224 с.
Прасолов Л.И. О мировой почвенной карте // Почвоведение. 1939. № 1. С. 66–75.
Проблемы эволюции почв: Материалы IV Всероссийской конференции. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 2003. 262 с.
Прокашев А.М. Почвы со сложным органопрофилем юга Кировской области: экология, свойства, генезис. Киров: ВГПУ, 1999. 176 с.
Пунинг Я.-М.К., Раукас А.В. Методы датирования четвертичных образований в целях палеогеографических реконструкций // Итоги науки и техники. Сер. Геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1983. Т. 7. С. 3–185.
Рамазанов Р.Я., Акатьев А.П. Агрофизические свойства пойменных и осушенных почв Башкирского Приуралья // Почвоведение. 1987. № 6. С. 49–56.
Резепкин А.Д. Проблемы генезиса и хронологии майкопской культуры. Курган 31 могильника "Клады" // Древние культуры Прикубанья. Л., 1991. С. 31–39.
Резепкин А.Д. Культурно-хронологическая ситуация на Северном Кавказе в эпоху энеолита–ранней бонзы // Конвергенция и дивергенция в развитии культур эпохи энеолита – бронзы Средней и Восточной Европы. СПб.: ИИМК РАН, 1995. С. 59–62.
Роде А.А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М.: ОГИЗ, 1947. 100 с. То же: *Роде А.А.* Генезис почв и современные процессы почвообразования. М.: Наука, 1984. С. 56–136.
Розанов А.Н. О почвах "хейлуту" лёссовой провинции в бассейне р. Хуанхэ // Почвоведение. 1959. № 10. С. 59–70.
Розов Н.Н. и др. Оценка мировых земельных ресурсов и возможностей земледелия в связи с разработкой моделей стратегий глобального развития // Природные ресурсы и окружающая среда. М.: МЦ НТИ, 1978. Вып. 2. С. 82–97.
Ротницки К., Старкель Л. Типы седиментации и эволюции речных долин в Польше // Палеогеографическая основа современных ландшафтов / Ред. А.А. Величко, Л. Старкель. М.: Наука, 1994. С. 140–144.
Рубилин Е.В., Долотов В.А. Генезис и география лесных почв европейской лесостепи СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. 70 с.
Рубцова Л.П. О генезисе почв Владимирского ополья // Почвоведение. 1974. № 6. С. 17–27.
Рупрехт Ф.И. Геоботанические исследования о черноземе // Зап. Акад. наук. СПб., 1866. Т. 10, приложение. С. 131.
Русанова Г.В. Реликтовый гумусовый горизонт в профиле таежных суглинистых почв северо-востока европейской части СССР // Почвоведение. 1983. № 10. С. 33–42.
Рысков Я.Г., Демкин В.А. Развитие почв и природной среды степей южного Урала в голоцене. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 167 с.
Сейбутис А.А. О составлении эталонных спорово-пыльцевых диаграмм // Палинология голоцена. М., 1971. С. 91–97.
Серебрянная Т.А. Взаимоотношения леса и степи на Среднерусской возвышенности в голоцене // История биогеоценозов СССР в голоцене. М., 1976. С. 159–166.
Серебрянная Т.А. Динамика границ Центральной лесостепи в голоцене // Вековая динамика биогеоценозов. М.: Наука, 1992. С. 54–71. (X чтения памяти акад. В.Н. Сукачева; X).
Серебрянный Л.Р. Палеогеография и радиохронология Восточной Прибалтики на рубеже раннего и среднего голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 69–79.
Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., Александровский А.Л. и др. Морены – источник гляциологической информации. М.: Наука, 1989. 250 с.
Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 247 с.
Соколов А.А. Значение дождевых червей в почвообразовании. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1956. 264 с.

Соколов И.А. Почвообразование и время: Поликлимаксность и полигенетичность почв // Почвоведение. 1984. № 2. С. 102–113.

Соколов И.А., Макеев А.О., Турсина Т.В. и др. К проблеме генезиса почв с текстурно-дифференцированным профилем // Там же. 1983. № 5. С. 129–143.

Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент // Изучение и освоение природной среды. М.: Изд-во АН СССР, 1976. С. 150–164.

Соколов Н.Н. О возрасте и эволюции почв в связи с возрастом материнских пород и рельефа // Тр. Почв. ин-та АН СССР. 1932. Вып. 6. С. 1–53.

Состояние биоразнообразия природных экостистем России / Под ред. В.А. Орлова и А.А. Тишкова. М.: НИА-Природа, 2004. 116 с.

Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 318 с.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.

Спиридонова Е.А. Заключение по результатам спорово-пыльцевого анализа по городищу Краснобуйцы (XII–XIV вв.) // Отчет по комплексным исследованиям на Куликовом поле, 1990. М., 1990. С. 19–90. Фонды Ин-та географии РАН.

Спиридонова Е.А., Алешинская А.С. Периодизация неолита-энеолита Европейской России по данным палинологического анализа // Рос. археология. 1999. № 1. С. 23–33.

Сысуев В.В. Ландшафтно-геохимические процессы в голоцене: (Реконструкция по отложениям низинного болота) // Почвоведение. 1980. № 5. С. 71–81.

Сычёва С.А. Ритмы почвообразования и осадконакопления в голоцене (сводка ^{14}C-данных) // Там же. 1999. № 6. С. 677–687.

Сычёва С.А., Гласко М.П. Ритмичность осадконакопления и почвообразования на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. Русского геогр. общ-ва. 2003. Т. 135, вып. 1. С. 45–57.

Сычёва С.А., Леонова Н.Б., Александровский А.Л. и др. Естественно-научные методы исследования культурных слоёв древних поселений. М.: НИА-Природа, 2004. 162 с.

Сычёва С.А., Узянов А.А. Динамика уровня р. Тускарь: Почвенные и археологические данные // Изучение и оптимизация водных ресурсов Курской области. Курск: МФГО, 1987. С. 75–82.

Сычёва С.А., Чичагова О.А., Дайнеко Е.К. Древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 34–40.

Таргульян В.О. Развитие почв во времени // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1982. С. 108–113.

Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене: (Проблемы, факты, гипотезы) // История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976. С. 57–78.

Таргульян В.О., Александровский А.Л. Некоторые итоги изучения эволюции почв на основе концепции ЭПП // Новое в землеведении. М.: Наука, 1987. С. 215–230.

Таргульян В.О., Александровский А.Л. Саморазвитие и эволюция почв (на примере ЕЧС) // Тез. докл. V Делегат. съезда ВОП. Минск, 1977. Вып. 4. С. 175–177.

Таргульян В.О., Козловский Ф.И., Караваева Н.А., Александровский А.Л. Проблема эволюции почв в докучаевском почвоведении // 100 лет генетического почвоведения. М.: Наука, 1986. С. 104–117.

Таргульян В.О., Соколова Т.А. Почва как биокосная природная система: "реактор", "память" и регулятор биосферных взаимодействий // Почвоведение. № 1. С. 37–47.

Таргульян В.О., Соколов И.А. Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент // Математическое моделирование в экологии. М.: Наука, 1978. С. 17–33.

Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирина А.Г. и др. Организация, состав и генезис дерново-подзолистой почвы на покровных суглинках: Аналитическое исследование. М., 1974. 109 с.

Таргульян В.О., Тонконогов В.Д., Александровский А.Л. Гипотеза голоценовой эволюции суглинистых тундровых и таежных почв Восточно-Европейской равнины // Научные основы рационального использования и повышения плодородия почв. Ростов н/Д., 1978. С. 6–10.

Тишков А.А. Географические закономерности природных и антропогенных сукцессий. Диссертация в форме доклада на соискание ученой степени доктора географических наук. М.: Институт географии РАН, 1994. 81 с.

Тойнби А.Дж. Постижение истории: Избранное. М.: Айрис-пресс, 2003. 640 с.

Толчельников Ю.С. Время и почвы // Изв. ВГО. 1986. Т. 119. вып. 1. С. 62–66.

Толчельников Ю.С., Костарев А.С. Абсолютный возраст второго гумусового горизонта вторично-подзолистых почв Смоленской области // Там же. 1980. Т. 112, вып. 4. С. 351–355.

Тонконогов В.Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1999. 156 с.

Тумаджанов И.И., Гогичайшвили Л.К. Основные черты послехвалынской истории лесной растительности Иорской низменности (Восточная Грузия) // Голоцен. М.: Наука, 1969. С 183–194.

Турсина Т.В., Верба М.П., Скворцова Е.Б. О происхождении вторых гумусовых горизонтов дерново-подзолистых почв // Эволюция и возраст почв СССР. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1986. С. 138–155.

Тюлин В.В., Россохина М.В. Почвы со вторым гумусовым горизонтом Чепецко-Кильмезского водораздела // Почвоведение. 1967. № 7. С. 28–37.

Тюлин В.В., Россохина М.В. Природа дифференциации профиля подзолистых почв на покровных суглинках восточной окраины Русской равнины // Почвы и их биологическая продуктивность: (Тез. докл.). Тарту, 1979. С. 97.

Тюрин И.В. Почвы лесостепи // Почвы СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1. С. 187–223.

Уфимцева К.А. Современные и реликтовые свойства почв Западно-Сибирской низменности // Почвоведение. 1968. № 5. С. 24–33.

Фатьянов А.С. Опыт анализа истории развития почвенного покрова Горьковской области // Почвенно-географические исследования и использование аэрофотосъемки в картографировании почв. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 3–171.

Филатов М.М. Очерки почв Московской губернии. М., 1923. 40 с.

Фоломеев Б.А., Александровский А.Л. и *Гласко М.П.* Климентовская стоянка: (К вопросу о хозяйственной деятельности человека и развитии природной обстановки в долине Средней Оки) // Тр. Гос. Ист. музея. 1988. Вып. 68. С. 168–191.

Фоломеев Б.А., Александровский А.Л. и др. Древние поселения и природная среда приустьевой части Непрядвы // Куликово поле. М., 1990. С. 10–53. (Тр. Гос. Ист. музея; Вып. 73).

Хантулев А.А., Гагарина Э.И. Материалы о генезисе и географии почв со сложным гумусовым профилем // Почвоведение. 1972. № 2. С. 3–13.

Хантулев А.А., Гагарина Э.И., Малаховский Д.Б. и др. Эволюция почвенного покрова северо-запада РСФСР в позднем плейстоцене и голоцене // Естественная и антропогенная эволюция почв. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1988. С. 33–44.

Хантулев А.А., Гагарина Э.И., Матинян Н.Н. и др. Вопросы генезиса почв северо-запада РСФСР (Ленинградская, Псковская, Новгородская области) // Вестн. ЛГУ. Биология, 1972. № 9, вып. 2. С. 121–127.

Хотинский Н.А. Теоретические и прикладные аспекты изучения голоцена // Геоморфология и палеогеография. М.: Геогр. об-во СССР, 1975. С. 12–15.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.

Хотинский Н.А. Ковыль-трава на Куликовом поле. М.: Мысль, 1984. 173 с.

Хотинский Н.А., Безусько Л.Г., Черкинский А.Е. Изменение растительности центральных и западных районов Русской равнины // Палеогеографическая основа современных ландшафтов / Ред. А.А. Величко, Л. Старкель. М.: Наука, 1994. С. 111–118.

Хотинский Н.А., Фоломеев Б.А., Александровский А.Л., Гуман М.А. Куликово поле: Природа и история последних 6 тыс. лет // Природа. 1985. № 12. С. 30–38.

Хохлова О.С., Малашев В.Ю., Воронин К.В. и др. Синлитогенез и эволюция почв Чеченской котловины Северного Кавказа // Почвоведение. 1998. № 10. С. 1164–1176.

Цветков М.А. Изменение лесистости Европейской России с конца XVIII столетия по 1914 год. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 213 с.

Чендев Ю.Г. Изменение во времени компонентов географической среды Белгородской области. Белгород: Изд-во Бел. ГУ, 1997. 84 с.

Чендев Ю.Г. Естественная эволюция почв центральной лесостепи в голоцене. Белгород: Изд-во Бел ГУ, 2004. 200 с.

Чендев Ю.Г., Александровский А.Л. Изменения почв и растительности в бассейне нижнего течения Воронежа во второй половине голоцена // Почвоведение. 2002. № 4. С. 389–397.

Черкинский А.Е. Интерпретация данных радиоуглеродного анализа современных почв // Эволюция и возраст почв СССР. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1986. С. 94–101.

Чернов С.З. Комплексное исследование и охрана русского средневекового ландшафта. М.: Ин-т археологии РАН, 1987. 161 с.

Четвертая Всероссийская конференция "Проблемы эволюции почв" (9–12 апреля 2001 г.): Тез. докл. М.: ПОЛТЕКС, 2001. 212 с.

Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 158 с.

Чичагова О.А., Аммосова Я.М., Александровский А.Л. и др. Исследование органического вещества разновозрастных ископаемых почв // Накопление и преобразование седикахитов. М.: Наука, 1979. С. 81–86.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Ин-та геол. наук. Геол. сер. 1955. Вып. 135, № 55.

Шарпенсил Г.В. Радиоуглеродное датирование почв // Почвоведение. 1971. № 1. С. 34–42.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. 333 с. (Зап. ВГО. Н. С.; Т. 16).

Эвальд Э. Некоторые новые подходы к систематике почв ГДР // Почвоведение. 1967. № 10. С. 52–61.

Эйдукявичене М. Карбонатность моренных суглинков померанской стадии последнего оледенения на Балтийской гряде // Geographia Lituvanika. Вильнюс, 1976. С. 19–27.

Элементарные почвообразовательные процессы. М.: Наука, 1992. 292 с.

Юренков Г.И. Эволюция и особенности разновозрастных ландшафтов краевой полосы валдайского оледенения и сопредельных регионов Русской равнины: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1997. 40 с.

Яковлев С.А. Почвы и грунты по линии Армавир-Туапсинской железной дороги. СПб., 1914. 419 с.

Яковлев С.А. О деградации черноземов в западной части Северного Кавказа // Почвоведение. 1914. Т. 16, № 4. С. 1–20; 1915. Т. 17, № 1. С. 1–36.

Ямских А.А. Голоценовые хроноряды аллювиальных дерновых палеопочв в долине Среднего Енисея: Палеоэкологические реконструкции: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Красноярск, 2000. 20 с.

Aaltonen V.T. Zur Stratigraphie der Podzolprofile. I // Commun. Inst. Forest. Fenn. 1935. Vol. 20, N 6.

Aaltonen V.T. Zur Stratigraphie der Podzolprofile. II // Ibid. 1939. Vol. 21, N 4.

Alexandrovskaya E.I., Alexandrovskiy A.L. History of the cultural layer in Moscow and accumulation of anthropogenic substances in it // Catena. 2000. Vol. 41, N 1/3. P. 249–259.

Alexandrovskaya E.I., Alexandrovskiy A.L., Gaidukov P.G., Krenke N.A. Woodland, meadow, field and town layout: Evidence from analyses of the earliest cultural deposits and buried soils in Novgorod // Brit. Museum. Occas. Pap. 2001. N 141. P. 15–21.

Aleksandrovskiy A.L. Use of the methods of pedology for the historical geography // Hist. Geogr. Praha, 1988. Vol. 27. P. 123–149.

Aleksandrovskiy A.L. Application of pedology methods to archaeology: Results of a long-term research programme, 1970–1990 // Proceedings from the 6th Nordic conf. on the application of scientific methods in archaeology. Esbjerg, 1993. P. 323–335. (Arcaeol. Rap. fra Esbjerg Museum; N 1).

Alexandrovskiy A.L. Holocene development of soils in response to environmental changes: the Novosvobodnaya archaeological site, North Caucasus // Catena. 2000. Vol. 41, N 1/3. P. 237–248.

Alexandrovskiy A.L., Chichagova O.A. Radiocarbon age of East European forest-steppe Holocene paleosols // Ibid. 1998a. Vol. 34, N 1/2. P. 197–207.

Alexandrovskiy A.L., Chichagova O.A. The C-14 age of humic substances in paleosols // Radiocarbon. 1998b. Vol. 40, N 2. P. 991–997.

Alexandrovskiy A., Chichagova O., Kovalyukh N. Radiocarbon chronology of Holocene soil-alluvial series in the East Europe // Abstracts of 8th Conference "Methods of Absolute Chronology", 17–19th May 2004, Poland, Gliwice, 2004 P. 4–5.

Alexandrovskiy A.L., Chichagova O.A., Shishlina N.I. ^{14}C studies of burial mounds in the steppe zone: Chronology and paleoenvironment // International workshop on isotope-geochemical research in the Baltic Region (Lohusalu, Estonia, 1996). Groningen: Centre for Isotope Research press, 1999. P. 107–116.

Alexandrovskiy A.L., Glasko M.P., Sedov S.N., et al. Buried floodplain soils as evidences of the Holocene environmental changes in Eastern Europe // GeoLines. Prague, 2000. N 11. P. 51–52.

Alexandrovsky A.L., Gol'yeva A.A. Paleosols on the Scythian time: Phytolithic studies. The state-of-the-art of Phytoliths in soils and plants. (First European meeting on phytolith Research, Madrid, Sept. 23–26, 1996). Madrid, 1997. P. 205–210. (Cent. Cienc. Medioambientales. Monogr; N 4).

Alexandrovskiy A.L., Krenke N.A. Stages of soil formation on floodplains in the centre of the Russian Plain // Issue of 8th EAA Annual meeting. Sept. 24–29, 2002. Thessaloniki, 2004. P. 171–184.

Alexandrovskiy A.L., Sedov S.N., Golyeva A.A. Trends and rates of Holocene soil evolution in the North Caucasian Piedmont // Chinese Sci. Bull. 1999. Vol. 44, suppl. 1. P. 193–199.

Alexandrovskiy A., Van der Plicht J., Krenke N. et al. The early history of Moscow: ^{14}C-dates from Red Square // Ibid 1998. Vol. 40, N 2. P. 583–589.

Alexandrovskiy A.L., Van der Plicht J., Belinskiy A.B., Khokhlova O.S. Chronology of soil evolution and climatic changes in the dry steppe zone of the Northern Caucasus, Russia, during the 3rd millennium BC // Ibid. 2001. Vol. 43, N 2B. P. 629–635.

Bednarek R. Wiek, geneza I stanowisko sistematiczne gleb rdzawych w swietle badan paleopedologicznych w okolicah Osia (bory Tucholskie). Torun: Uniwersytet Mikolaja Kopernika, 1991. 137 p.

Bettis E.A., III. Soil morphologic properties and weathering zone characteristics as age indicators in Holocene alluvium in the upper Midwest // Soils in archaeology: Landscape evolution and human occupation / Ed. by V.T. Holiday. Wash. (D.C.); L.: Smithsonian Inst. press, 1992. P. 119–144.

Blume H.-P. Classification of soils in urban agglomerations // Catena. 1989. Vol. 16, N 3. P. 269–275.

Bockheim I.G. Solution and use of chronofunctions in studying soil development // Geoderma. 1980. Vol. 24, N 1. P. 71–85.

Bork H.-R. Die Holozane relief- und Bodentwicklung in Lossgebieten // Catena. Suppl. 1983. N 3. P. 1–93.

Bortenschlager S. Chronostratigraphic subdivisions of the Holocene in the Alps // Striae. 1982. N 16. P. 82–89.

Bradley R.S. Paleoclimatology: Reconstructing climates of the Quaternary. San Diego: Acad. press, 1999. 613 p.

Bryson R.G., Irving W.N., Larsen J.A. Radiocarbon and soil evidence of the former forest in the Southern Canadian tundra // Science. 1965. Vol. 147, N 3653. P. 47–53.

Burges A., Drover D.P. The rate of podzol development in sands of the Woy Woy district, N.S.W. // Austral. J. Bot. 1953. Vol. 1. P. 83–94.

Cherkinsky A.E., Brovkin V.A. Dynamics of radiocarbon in soils // Radiocarbon. 1993. Vol. 35, N 3. P. 363–367.

Clapperton C.M. Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial maximum. // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. Vol. 101. P. 198–208.

Crocker R.L., Major J. Soil development in relation to vegetation and surface age at Glacier Bay, Alaska // J. Ecol. 1955. Vol. 43. P. 427–448.

Czerney P. Bodenkundlische Untersuchungen an eiher fossilen und einer rezenten Schwarzerde // Albrecht Thaer-Archiv. 1965. Bd. 9, N 10. S. 867–881.

De Vries H. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth // KNAW. 1958. Bd. 61. P. 94–102.

Dushafour Ph. Recherches ecologiques sur la Chenaie Atlantique Francaise: These // Ann. E.N.E.F. 1948. Vol. 11, N 1. P. 1–335.

Ehwald E., Jager K.-D., Lange E. On the present state of knowledge concerning the distribution of woodland and open grounds in the Circum-Hercynian dry region during the Holocene // Proceedings of working session of Comission on Holocene-INQUA (Eurosiberian subcomission). Bratislava, 1977. P. 153–165.

Fleitmann D., Burns S.J., Neff U., Mangini A., Matter A. Changing moisture sources over the last 330,000 years in Northern Oman from fluid-inclusion evidence in speleothems // Quaternary Res. 2003. Vol. 60, N 2. P. 223–232.

Fink J. Bodensequenzen in Osterreich // Proc. of VIII Intern. congr. of soil sci. 1964. Vol. 5. P. 741–749.

Franzmeier D.P., Whiteside E.P. A chronosequence of podzols in Northern Michigan // Quart. Bull. Mich. St. Univ. Agric. Exp. Station. 1963. Vol. 46. P. 2–36.

Gol'yeva A.A., Alexandrovsky A.L. Studies of phytoliths in Moscow cultural layers // Ed. A.Pinilla et al. Madrid, 1997. P. 205–210. The state-of-the-art of phytoliths in soils and plants / (Centro de Ciencias Medioambientales. Monografias, N 4: First European meeting on phytolith research, Madrid, Sep. 23–26, 1996).

Harden J.W., Taylor E.M., Hill C. et al. Rates of soil development from four soil chronosequences in the Southern Great Basin // Quaternary Res. 1991. Vol. 35. P. 383–399.

Heine K. Tropical South America during the Last Glacial maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records // Quaternary Intern., 2000. Vol. 72. P. 7–21.

Holliday V.T. (ed.). Soils in archaeology: Landscape evolution and human occupation. Wash. (D.C.); L.: Smithsonian Inst. press, 1992. 254 p.

Jauhiainen E. Age and degree of podzolization of sand soils on the coastal plain of northwest Finland // Comment. biol. Soc. sci. fenn. 1973. Vol. 68. P. 1–32

Jenny H. Factors of soil formation. N.Y., 1941. 394 c.

Johnson D.L. Biomantle evolution and the redistribution of earth materials and artefacts // Soil Sci. 1990. Vol. 149, N 2. P. 84–102.

Keit E., Mothes K. Pollen- and Holzkohlenanalysen alter Waldhorizonte der Kurischen Nehrung // Bot. Arch. 1942. Bd. 44.

Kopp D. Die Standoorte des Tieflandes // Kopp D. et al. Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik. Potsdam, 1969. Bd. 1. S. 16–142. (Die Walddstandorte des Tieflandes).

Kopp E. Uber Vorkommen "degradierter Steppenboden" in den Lossgebienten des Niederrheins und Vestfalen und ihre Bedeutung fur die Palaobodenkunde und Bodengenese // Eiszeitalter und Gegenwart. 1965. Bd. 16.

Kubiena W.L. Micromarphological features of soil geography. New Brunswish, N.J. Rutgers univ. press, 1970. 255 s.

Laatsch W. Dinamik der deutshen Acker- und Waldboden. Dresden; Leipzig, 1938. 270 S.

Laatsch W. Dinamik der mitteleuropaischen Mineralboden. Dresden; Leipzig, 1957. 280 S.

Levis C.A., Illgner P.M. Fluvial conditions during the Holocene as evidenced by alluvial sediments from Above Howison's Port, near Grahamstown, South Africa // Trans. Roy. Soc. South Africa. 1998. Vol. 53, N 1. P. 53–67.

Limbray S. Soil science and archaeology. L., 1975. 180 p.

Ludi W. Besiedlung und Vegetationsentwicklung auf den jungen Seitenmoranen des grossen Aletschgletschers // Rübel: Zürich, 1945. 77 S.

McFadden L.D., Wells S.G., Dohrenwent J.C. Influences of Guaternary climatic changes on processes of soil development on desert loess deposits on the Cima volcanic field, California // Catena. 1986. Vol. 13. P. 361–389.

Mandel R.D. Soils and Holocene landscapes evolution in Central and Southwestern Kanzas: Implications for archaeological research // Soils in archaeology: Landscape evolution and human occupation / Ed. by V.T. Holiday. Wash. (D.C.); L.: Smithsonian Inst. press, 1992. P. 41–100.

Müller E. Die nachriszeitliche Bodenentwicklung in den Trockengebieten Nordrhein-Westfalen und der Oberrheinischen Tiefbene und die Eigenschaften tiefhumoser und Aufgefullter boden // Geol. Jahrbuch. N.F. 1982. N 11. S. 9–31.

Nettleton W.D., Brasher B.R., Yenter J.M., Priest T.W. Geomorphic age and genesis of some San Luis Valley, Colorado, soils // Soil Sci. Soc. Amer. J., 1989. Vol. 53, N 1. P. 165–170.

Parsons R.B., Sholtes W.H., Riecken F.F. Soils of Indian mounds in Northeastern Iova as benchmarks for studies of soil genesis // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1962. Vol. 26. P. 491–496.

Paul E.A., Follett R.F., Leavitt S.W., Halvorson A., Peterson G.A., Lyon D.J. Radiocarbon dating for determination of soil organic matter pool sizes and dinamics // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1997. Vol. 61. P. 1058–1067.

Pearson G.W., Stuiver M. Radiocarbon calibration // Radiocarbon. 1986. Vol. 28. P. 839–862.

Plichta W. Wplyw wieku na stopien zbelicovaniya gleb wytworzonych z piaskow Merzei Swiny // Stud. Soc. sci. torunensis. Sect. C. Geogr. et geol. 1970. Vol. 7, N 3.

Regnell M., Gaillard M.J., Bartolin T.S., Karsten P. Reconstruction of environment and history of plant use during in the Late Mesolithic (Ertebolle culture) // Vegetation Hist. and Archaeobot. 1995. Vol. 4, N 2. P. 67–91.

Reheis M.C., Sowers J.M., Taylor E.M. et al. Morphology and genesis of carbonate soils on the Kile Canyon fan, Nevada, U.S.A. // Geoderma. 1992. Vol. 52, N 3/4. P. 303–342.

Ruhe R.W. Principles for dating pedogenic events in the Quaternary // Soil Sci. Vol. 107, N 6. P. 398–402.

Ruhe R.W. Holocene environment and soil geomorphology in Midwestern United States // Quaternary. Res. 1974. Vol. 4, N 4. P. 487–495.

Scharpenseel H.W. Radiocarbon dating of soils – problems, troubles, hopes // Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols / Ed. D.H. Yaalon. Jerusalem,1971. P. 77–88.

Scharpenseel H.W. Naturliche Radiokohlenstoffmessungen als Mittel zur Untersuchung von Bodenprozessen und deren Dynamic // Trans. of the X Intern. congr. of soil sci. Moscow: Nauka, 1974. Vol. VI, ot. II. P. 301–330.

Scheffer F., Welte E., Meyer B. Die Rendzinen der mitteldeutschen Berg- und Hugellandschaften (Lenne-Weser-Bergland) // Ztschr. Pflanzenernahr. 1962. Bd. 98, N 1. P. 1–17.

Snieszko Z. Paleogeografia holocenu w dolinie Sancigniowki // Acta geogr. Lodz. 1985. N 51.

Sorenson C.J., Knox J.C. Paleosols and paleoclimates to Late Holocene forest/tundra border migration; Mackenzie and Keewatin, N.W.T., Canada // Intern. conf. in the prehistory and paleoecology of Western North American Arctic and Subarctic. Calgary, 1973.

Stebutt A. Lehrbuch der algemeinen Bodenkunde. B.,1930.

Starkel L. The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the Temperate zone during the last 15 000 years // Background to paleohydrology, 1983.

Starkel L. The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains // Ecol. Mediterr. 1985. N. 11.

Stevens P.R., Walker T.W. The chronosequence concept and soil formation // Quart. Rev. Biol. 1970. Vol. 45, N 4. P. 333–350.

Sulimirski T. Corder ware and globular amphorae North-East of the Carpathians. L., 1968. 227 p.

Sycheva S.A. Long-term Holocene fluctuations of rivers in Russian Plain according to paleosol and archaeological data // Proceedings of the Fourth International meeting on global continental palaeohydrology "GLOCOPH 2000". Moscow: Inst. of Geography RAS, 2000. P. 62–64.

Targulian V.O. Soil as recording system: Recent and inherited soil memory // Terra Nostra: XIV Intern. INQUA congr. (Aug. 3–10, 1995, Berlin): Abstracts. B., 1995. 271 p.

Thompson C.H. Podzol chronosequences on coastal dunes of Eastern Australia // Nature. 1981. Vol. 291. P. 59–61.

Van der Plicht J. Calibration of the ^{14}C time scale: The present status and prospects beyond the Holocene boundary // International workshop on isotope-geochemical research in the Baltic Region (Lohusalu, Estonia, 1996). Groningen: Centre for Isotope Res. press, 1999a. P. 41–66.

Van der Plicht J. Radiocarbon dating in Groningen: Advances in gas counting and AMS // Ibid. 1999b. P. 123–143.

Van der Plicht J., Lanting J.N. ^{14}C-AMS: Proc. cons. for archaeology // Paleohistoria. 1994. Vol. 35/36. P. 1–12.

Vidic N.J. Soil-age relationships and correlations; comparison of chronosequences in the Lubljana Basin, Slovenia and UAS // Catena. 1998. Vol. 34. P. 113–129.

Vreeken W.J. Principal kinds chronosequences and their significance in soil history // J. Soil Sci. 1975. Vol. 26, N 4. P. 378–394.

Wright H.E., Jr., Frey D.G. The Quaternary of the United States. Princeton (N. J.): Princeton Univ. press., 1965.

Yamskikh A.A. Late Holocene soil formation in the valley of River Yenisei, Central Siberia // Catena. 1998. Vol. 34. P. 47–60.

Yost K.I. // Experientia. 1984. Vol. 40. P. 157–164.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3

Глава 1. Основные представления о развитии почв 6

Глава 2. Саморазвитие почв 12
Возраст почв 12
Саморазвитие почв и скорости почвообразовательных процессов 21
Саморазвитие почв на песках в гумидных ландшафтах 23
Развитие мулль-альфегумусовых (горно-луговых) почв 27
Направленность и скорость процессов текстурной дифференциации 28
Развитие профиля чернозёмов 32
Турбационная модель развития почв 35
Скорости почвообразовательных процессов в разных моделях педогенеза 38

Глава 3. Климатическая эволюция почв 44
Простые модели эволюции почв 46
Эволюция почв тундры 46
Эволюция почв северной тайги 47
Эволюция альфегумусовых почв на песках 48
Сложные модели климатической эволюции почв 63
Эволюция почв на границе тундра/лес 63
Эволюция почв в переходной полосе от тайги к степи 65
Эволюция чернозёмов, каштановых почв и солонцов на лёссах 114

Глава 4. Седиментационная эволюция почв 126
Почвы пойм 126
Балочные почвы 139

Глава 5. Антропогенная эволюция почв 142
Историческая антропогенная эволюция почв 143
Эволюция почв в условиях техногенеза 162

Глава 6. Изменения природных условий по данным изучения палеопочв 175

Глава 7. Основные закономерности эволюции почв 188

Литература 204

Научное издание

Александровский Александр Леонтьевич
Александровская Елена Ивановна

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ И ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СРЕДА

Утверждено к печати
Ученым советом
Института географии
Российской академии наук

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*
Редактор *Г.В. Зенина*
Художник *Ю.И. Духовская*
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректоры *З.Д. Алексеева,*
Т.А. Печко, М.Д. Шерстенникова

Подписано к печати 03.10.2005
Формат $70 \times 100^{1}/_{16}$. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 18,2. Усл.кр.-отт. 18,5. Уч.-изд.л. 17,6
Тираж 400 экз. Тип. зак. 4373

Издательство "Наука"
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90
E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Отпечатано с готовых диапозитивов
в ГУП "Типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12

А.Л. АЛЕКСАНДРОВСКИЙ
Е.И. АЛЕКСАНДРОВСКАЯ

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ и ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СРЕДА

Александр Леонтьевич Александровский и Елена Ивановна Александровская – авторы многих научных работ по проблемам эволюции почв и палеогеографии голоцена, геоархеологии и эволюционной экологии человека. В недавно вышедшей монографии "Историко-географическая антропохимия" обосновано новое научное направление – антропохимия, находящееся на стыке геохимии, антропологии, географии, медицины.

В новой монографии авторов дана концепция эволюции современных почв, проведена реконструкция палеосреды последних 12000 лет, предложена своя схема развития почв и ландшафтов в голоцене, рассмотрен широкий спектр антропогенных трансформаций почв и природных условий. Все это является важным для изучения среды обитания человека на Земле.